

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

***“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-PETROLÓGICA DE
LA TRAQUIFONOLITA MONTE CHUMAO, SIERRA DE
VALLE
FÉRTIL, SAN JUAN”.***



AUTOR: Gladis N. Palacio Balderramo
DIRECTOR: Dra. Brígida Castro de Machuca
MIEMBROS DEL TRIBUNAL EVALUADOR
Dra. Nilda Mendoza
Dra. Estela Meissl
Lic. Sandra Pontoriero

Año 2015

AGRADECIMIENTOS

Al finalizar un trabajo tan arduo como el Trabajo Final de Licenciatura es inevitable que te asalte un humano egocentrismo que te lleva a concentrar la mayor parte del mérito en el aporte que has hecho. Sin embargo, el análisis objetivo te muestra inmediatamente que la magnitud de ese aporte hubiese sido imposible sin la participación de personas e instituciones que han facilitado las cosas para que este trabajo llegue a un feliz término. Por ello, es para mí es un verdadero placer utilizar este espacio para ser justa y consecuente, expresándoles mis agradecimientos.

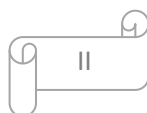
Me gustaría que estas líneas sirvieran para expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a la Dra. Brígida Castro de Machuca, directora de esta investigación, por la orientación, el seguimiento y la supervisión continúa de la misma, pero sobre todo por la motivación, el apoyo recibido en este tiempo. Le agradezco también el haberme facilitado siempre los medios suficientes para llevar a cabo todas las actividades propuestas durante el desarrollo de este trabajo.

A los proyectos PIP 0294-CONICET y CICITCA-UNSJ (Res.799/14-CS) por el financiamiento económico.

Especial reconocimiento merece el interés mostrado por mi trabajo y las sugerencias recibidas de las profesoras Estela Meissl, Sandra Pontoriero y Nilda Mendoza, con las que me encuentro en deuda por el ánimo infundido y la confianza en mí depositada. También me gustaría agradecer la ayuda recibida por Gimena López.

Un especial y eterno agradecimiento a las personas que estuvieron a mi lado en las campañas de campo y me dieron su ayuda más allá de lo académico también me brindaron su amistad y hemos pasado grandes momentos que voy a atesorar en mi corazón como lo son Ricardo (Richy), Vicente y Gabriela.

Al personal del laboratorio de petrotomía Olga y Alejandro, a Carina, Rubén, Rosana y demás integrantes de la biblioteca, al personal del departamento de Geología en especial a Elena por su interés y buena predisposición en todas las consultas que le hice durante todo el cursado de la carrera y por brindarme su amistad.



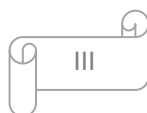
Quisiera hacer extensiva mi gratitud a mis compañeros de carrera, los cuales sin ellos no estaría aquí, algunos de los cuales se han transformado en familia y me han brindado su ayuda y compañía de momentos entrañables como lo son, MONO (mi compadre), FEDE (camarada), YANNY, ROSO, MANYIN, OSO, ENZO, JUAN, CECI, CAMISA, MARCOS, NEGRO y a todos los que olvide mencionar.

A profesores que tuve a lo largo de la carrera y que dejaron marca en mí, por sus conocimientos y pasión por lo que hacen como Estela Meissl, Sandra Pontoriero, Nilda Mendoza, Lorena Previley, Gabriela Torres, Sofía Pérez, Gustavo Correa, Luis Banching (cata) el cual me infundió el bichito de la investigación, Gustavo Pezzani por su ayuda desinteresada y consejos dados y a Horacio Pudomenech.

Mil gracias a mis amigos de mi querido y añorado Jáchal, OSO, TONÓ, PERY, EVE, PATO Y PATITA, Y MI MARY (Hermana del alma) los cuales fueron mi cable a tierra y hemos estado juntos a lo largo de todos estos años en los buenos y malos momentos.

Finalmente pero el más importante agradecimiento merece la comprensión, paciencia y el apoyo recibido de mis padres MONICA y JUAN los cuales me han enseñado que con perseverancia y humildad se puede llegar a cualquier meta que uno se propone, agradezco el poder tenerlos presentes en este momento tan feliz, a mis hermanos CARLOS y ANA dos pilares fundamentales que me han ayudado a crecer y han estado en momentos tan tristes como felices. Al resto de mi familia por su apoyo.

A todos ellos, muchas gracias.



INDICE

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	3
1.2. MOTIVOS Y OBJETIVOS.....	4
1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO DESARROLLADA.....	5
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1. ESTRATIGRAFÍA	7
2.1.1. Proterozoico- Paleozoico inferior.....	7
2.1.2. Paleozoico Superior- Grupo Paganzo	8
2.1.3. Mesozoico	9
2.1.4. Cenozoico	16
2.2. ESTRUCTURA	18
3. El magmatismo Gondwanico en la Argentina:	20
3.1. MAGMATISMO EXTENSIONAL TRIÁSICO	21
3.2. TECTÓNICA, MAGMATISMO Y CUENCAS SEDIMENTARIAS TRIÁSICAS DEL OESTE ARGENTINO	22
4. MARCO GEOLOGICO LOCAL	25
4.1. ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA.....	25
4.1.1. Traquitas	26
4.1.2. Fonolitas.....	28
4.1.3. Riolita Sódica	28
4.1.4. Traquibasaltos Los Bretes (LB)-Los Molles (LM)	29
4.1.5. Basaltos Olivínicos	30
4.2. ESTRUCTURA	33
4.2.1. Estructura superficial	33
5. AFLORAMIENTOS DE FONOLITAS, TRAQUIFONOLITAS Y TRAQUITAS.....	36
5.1. Fonolita Jaboncillo	37
5.2. Traquifonolita Monte Chumao:	40
5.3. Traquita Loma Negra:.....	44
6. PETROGRAFÍA	45
6.1. Petrografía-Traquifonolita Monte Chumao.....	45
IDENTIFICACION DE MINERALES MEDIANTE TINCIÓN EN LÁMINA DELGADA.	50
6.2. Petrografía-Fonolita Jaboncillo	52

6.3. Petrografía-Traquita Loma Negra:	56
7. GEOQUÍMICA.....	59
7.1. Diagramas de discriminación petrológica:	62
7.2. Clasificación basada en la Norma	63
7.3. ELEMENTOS TRAZAS	66
Diagramas tipo Spider y Multielementos.	67
7.4. Diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos	70
8. DISCUSIÓN.....	72
8.1. MODELOS PETROGENÉTICOS:	78
9. CONCLUSIONES	82
10. BIBLIOGRAFÍA	85
11. ANEXOS	93
11.1. DESCRIPCION PETROGRÁFICA DE LA FONOLITA MONTE CHUMAO:..	93
11.2. MAPA GEOLÓGICO DE DETALLE	



RESUMEN

Los afloramientos ígneos analizados se disponen en la zona central de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales. Las características de yacencia, estructura y los rasgos petrográficos y geoquímicos de los cuerpos de roca aflorantes en el Monte Chumao (objeto específico de estudio), y en las quebradas Jaboncillo (Fonolita Jaboncillo) y Loma Negra (Traquita Loma Negra), se comparan a fin de correlacionarlos.

Se trata de cuerpos que intruyen al basamento ígneo-metamórfico de edad proterozoica a paleozoica inferior, exhumados con posterioridad por procesos tectónicos y erosivos. Los afloramientos, de espesores variables, son discontinuos y de extensión areal restringida.

Desde el punto de vista composicional, las litologías que componen la Loma Negra y el Monte Chumao corresponden a traquifonolitas, en tanto las rocas de la quebrada Jaboncillo son clasificadas como fonolitas. La Traquifonolita Monte Chumao presenta texturas de desequilibrio en los fenocristales de anortoclasa y sanidina y en los microlitos de piroxeno (egirina) que la componen. Dichas texturas sugieren que, durante la cristalización, el magma ha sido influenciado por cambios en la presión, temperatura y/o en su composición, que causan la reacción de los minerales primeramente formados que ya no se encuentran en equilibrio y la formación de fases estables bajo las nuevas condiciones del sistema.

La geoquímica de estas rocas indica marcada afinidad alcalina y confirma que se trata de traquifonolitas (en el caso del Monte Chumao y Loma Negra), y de fonolitas (quebrada Jaboncillo). La génesis de las mismas se vincula a un ambiente de intraplaca continental relacionado a tectónica extensional ("*rifting*"). El emplazamiento de las mismas está estrechamente asociado a fracturas litosféricas profundas. De acuerdo al comportamiento de los elementos traza y tierras raras se destaca la afinidad mantélica de estas rocas.

En base a las similitudes petrográficas y geoquímicas observadas, se estima que la Traquifonolita Monte Chumao y la Traquita Loma Negra pueden ser sincrónicas y posiblemente derivadas de una cámara magmática común, diferenciándose la traquifonolita por las texturas de desequilibrio más frecuentes indicativas de fluctuaciones del magma. La Fonolita Jaboncillo también integra las

etapas finales del magmatismo alcalino asociado a la riftogénesis que afectó a las Sierras Pampeanas Occidentales a partir del Triásico, pero representaría un estadio magmático diferenciado de las anteriores.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo consiste en el estudio geológico-petroológico de un cuerpo ígneo atribuido a las etapas finales del magmatismo extensional triásico, aflorante en la cúspide del Monte Chumao, en la zona central de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, perteneciente a la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales. Dicho trabajo se realizó en el marco de un proyecto subsidiado por la UNSJ y el CONICET, cuyo título es *MAGMATISMO ALCALINO TRIÁSICO EN SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES Y PRECORDILLERA CENTRAL-ORIENTAL, PROVINCIA DE SAN JUAN*

La investigación tuvo como soporte fundamental el reconocimiento de campo, y la aplicación de técnicas clásicas como el estudio petrográfico macroscópico y microscópico de las muestras recolectadas, así como la interpretación de análisis geoquímicos que permitieron clasificar la roca objeto de estudio como traquifonolita a diferencia de la denominación de traquita peralcalina dada por Mirré (1976).

Se logró además, construir un modelo geológico que explique su modo de yacer, con la consiguiente confección de un mapa de detalle a escala 1:6.000 y la correlación de otros cuerpos ígneos cercanos como lo son Fonolita Jaboncillo Gómez (2015) y las Traquitas Loma Negra Mirré (1976) para determinar el contexto de evolución geotectónica de la comarca.

1.1 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de trabajo corresponde al sector central de la Sierra de Valle Fértil y se ubica a 265 km de la ciudad de San Juan y a 16,5 km aproximadamente de la Villa San Agustín de Valle Fértil (Fig. 1).

Para acceder al afloramiento se debe transitar desde la ciudad de San Juan por medio de la Ruta Nacional Nº 20 en dirección al este, hasta el empalme ubicado en la ciudad de Caucete por el que se continúa en dirección nordeste por Ruta Nacional Nº 141 hasta la bifurcación en la localidad de Marayes. Desde allí se prosigue en dirección al norte por la Ruta Provincial Nº 510 hasta llegar a la Villa San Agustín de Valle Fértil y se continua por la misma ruta hasta la localidad de Usno. A partir de este punto se recorren aproximadamente unos 14 km en dirección al oeste por un camino no pavimentado y luego por la huella siguiendo el curso del río Usno,

hasta llegar a la base del afloramiento, conocido por los lugareños como “Mogote Chumao” o “Monte Chumao”.



Figura 1: Imagen satelital falso color, extraída del software libre Google Earth Pro. Se observan las provincias geológicas de Precordillera al oeste y de Sierras Pampeanas Occidentales (Sa de Pie de Palo y Sa. Valle Fértil-La Huerta) al este, El recuadro fucsia encierra la zona de estudio. La traza de color naranja corresponde al camino de asfalto, mientras que la de color violeta indica camino no pavimentado

1.2. MOTIVOS Y OBJETIVOS

El motivo del presente trabajo final es cumplir con el requisito de la carrera de la Licenciatura en Ciencias Geológicas para la obtención del título de grado.

El **Objetivo general** planteado fue, realizar de un aporte al conocimiento de los eventos magmáticos ocurridos en la Sierra de Valle Fértil durante el Mesozoico inferior (Triásico), en el marco de los proyectos PIP 0294-CONICET y CICITCA-UNSJ (Res.799/14-CS). Se trabajó específicamente con la manifestación volcánica aflorante en la cúspide del Monte Chumao, de la cual solo se contaba con muy escasa información, a fin de obtener su caracterización petrogenética que permita correlacionarla con otras manifestaciones ígneas presentes en la región en el contexto de evolución geotectónica de la comarca.

Los **objetivos específicos** consistieron en:

- Establecer condiciones de emplazamiento a partir de la descripción y medición de estructuras tanto del intrusivo como de las rocas encajantes.
- Caracterizar petrográfica-geoquímicamente la litología estudiada con la ulterior comparación con otros cuerpos ígneos cercanos a la misma, a fin de determinar su composición, clasificación y ambiente geotectónico de emplazamiento.

1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO DESARROLLADA

❖ TAREAS DE LOGÍSTICA PREVIAS:

- Recopilación y análisis de los antecedentes bibliográficos y cartográficos, como mapas geológicos y topográficos, e imágenes satelitales.
- Elaboración de un cronograma de actividades de campo teniendo en cuenta los objetivos específicos; y elección de las metodologías e instrumentos para llevarlo a cabo.
- Localización del afloramiento en las imágenes satelitales y volcado de una grilla de coordenadas para utilizar como mapa base.

❖ TAREAS DE CAMPO:

- Identificación del afloramiento con la ayuda de un baqueano (Sr. Calivar) y muestreo selectivo del mismo en diferentes puntos.
- Descripción detallada de la mineralogía así como de los aspectos geométricos, estructurales y texturales del cuerpo ígneo y su relación con las rocas encajantes (tipo de contactos, evidencias de metamorfismo de contacto, etc.).
- Georeferenciación con ayuda de un receptor GPS y determinación de la dimensión y morfología del afloramiento teniendo en cuenta el espesor. Medición de rumbos y buzamientos de las estructuras presentes con brújula geológica.
- Toma de fotografías representativas, tanto de vista panorámica, como de detalle.

❖ TAREAS DE GABINETE:

- Confección de mapa geológico de detalle a escala 1:6000, con la toma de puntos GPS relevados en el campo.
- Descripción petrográfica de las muestras recolectadas a escala macroscópica con la utilización de un estereomicroscopio (lupa binocular) y la carta de color de roca (*Rock Color Chart 1980*). Esto permitió la selección de muestras para la confección de cortes delgados.

- Descripción de los cortes delgados con microscopio de polarización con luz transmitida para definir las características texturales y composicionales de las rocas.
- Toma de fotomicrografías con cámara digital accesoria del microscopio.
- Aplicación de métodos de tinción en algunos cortes delgados, haciendo uso de azul de metileno y verde de malaquita y/o cobaltinitrito de sodio para facilitar la identificación selectiva de algunos minerales que conforman la roca.
- Selección de muestras representativas (lo más frescas posibles) para realizar análisis geoquímicos de roca total (elementos mayoritarios, minoritarios, traza y tierras raras) por los métodos de fluorescencia de Rayos X, ICP-MS y/o INNA.
- Procesamiento de los datos químicos obtenidos mediante la aplicación de software específico y planillas de cálculo.
- Análisis e interpretación de los resultados y redacción del presente trabajo.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

A continuación se describe la estratigrafía y estructura correspondiente a las Sierras de Valle Fértil-La Huerta, enfatizando los rasgos geológicos propios de la Sierra de Valle Fértil dado la ubicación del área de estudio.

La estratigrafía de la Sierra de Valle Fértil fue definida por originalmente por Mirré (1976) en la Hoja Geológica 19-e Valle Fértil, la que incluye el primer mapeo detallado del complejo basamental (Complejo Valle Fértil) y de las demás unidades estratigráficas. Furque *et al.* (1999), por su parte, hicieron una contribución de carácter regional expuesta en la Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal.

2.1. ESTRATIGRAFÍA

2.1.1. Proterozoico- Paleozoico inferior

➤ Complejo Valle Fértil (Cuerda *et al.* 1984)

Denominado Grupo Valle Fértil por Bossi (1976) y redefinido como Complejo Valle Fértil por Cuerda *et al.* (1984), constituye el cuerpo de las Sierras de Valle Fértil-La Huerta. Mirré (1976) postula la existencia de dos fajas longitudinales que caracterizan a dos complejos metamórficos a los que denomina “oriental” y “occidental”. El complejo oriental está conformado por granodioritas gnéicas, gneises granodioríticos-tonalíticos y cuerpos pegmatíticos-aplopegmatíticos; y el complejo occidental está caracterizado por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos, anfibolitas, rocas básicas-ultrabásicas metamorfizadas, calizas cristalinas, granitos y cuerpos aplopegmatíticos.

Estudios llevados a cabo en los últimos años han permitido reconocer en estas sierras cuatro unidades litoestratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica (Otamendi *et al.* 2009), las que fueron denominadas: 1- máfica, con gabros cumulares y no cumulares intercalados con dioritas, 2- intermedia, con tonalitas hasta dioritas cuarzosas, 3- silícica, en donde predominan granodioritas pero también se encuentran tonalitas y granitos, 4- supracortical, constituida por rocas metamórficas en facies anfibolita alta a granulita: gneises, migmatitas, mármoles, anfibolitas asociadas a mármoles, así como complejos de pegmatitas y granitos anatécnicos. Para el sector de la Sierra de La Huerta, las contribuciones de carácter regional más recientes corresponden a Vujovich *et al.* (1998) y fueron plasmadas en la Hoja Geológica 3166-III Chepes. Teniendo en cuenta la continuidad litológica de

las unidades reconocidas en la Sierra de La Huerta por Vujovich *et al.* (1998) con las identificadas en la Sierra de Valle Fértil por Otamendi *et al.* (2009), se interpreta que las mismas corresponden al mismo complejo Neoproterozoico-Paleozoico inferior.

La edad del Complejo Valle Fértil fue atribuida inicialmente al Proterozoico – Paleozoico inferior. Las rocas ígneas son producto de la actividad magmática del arco Famatiniano; mientras que las rocas metamórficas, que derivan de protolitos sedimentarios, alcanzaron su pico térmico durante el mismo estadio magmático (Pankhurst *et al.* 2000, Ducea *et al.* 2010). La edad de cristalización de muchas rocas plutónicas de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta, indica que el magmatismo fue claramente activo entre los 490 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Pankhurst *et al.* 2000). Las edades de migmatización determinadas en distintos sectores de la serranía (473 ± 38 Ma; $474 \pm 4,7$ Ma, Cristofolini *et al.* 2010 y 2012), sugieren que dicho proceso está íntimamente ligado al magmatismo de arco desarrollado en el área entre los 480 Ma y 468 Ma (Pankhurst *et al.* 2000, Ducea *et al.* 2010, Gallien *et al.* 2010).

2.1.2. Paleozoico Superior- Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli 1970; Azcuy *et al.* 1979)

➤ Carbonífero- Formaciones Guandacol y Tupe (Frenguelli 1944)

Las formaciones Guandacol y Tupe incluyen una sucesión de conglomerados polimícticos con clastos de rocas del Complejo Valle Fértil, areniscas cuarzo-feldespáticas y areniscas feldespáticas, lutitas, limolitas y arcillitas. Algunos estratos de pelitas son portadores de clastos erráticos o “*dropstones*” y otros tienen intercalaciones de bancos carbonosos. Hacia el techo están cubiertas en forma concordante, gradual y transicional, por las sedimentitas de la Formación Patquía. Fernández Seveso *et al.* (1990 y 1991) determinaron que las Formaciones Guandacol-Tupe se depositaron en un ambiente continental de tipo fluvial, deltaico y palustre, los cuales alternaron con episodios glacifluviales que dieron origen a los “*dropstones*”.

La unidad cuenta con un importante registro paleoflorístico con una abundante flora en los niveles carbonosos, y varias especies de palinomorfos. Sobre la base de este material, Azcuy y Morelli (1979) la asignaron al Carbonífero medio

(Namuriano). Si bien el contenido fosilífero permite restringir temporalmente la edad, no se descarta que algunos niveles conglomerádicos estériles de la base de la secuencia puedan corresponder al Carbonífero inferior. De la misma forma, parte de los niveles cuspidales sin fósiles, podrían extenderse hasta el Carbonífero superior alto a Pérmico inferior bajo.

➤ Pérmico- Formación Patquía (Frenguelli 1944)

Los afloramientos de esta unidad acompañan en general a los del par Guandacol - Tupe. Suprayace en forma concordante a la Formación Tupe, pasando transicionalmente a las típicas areniscas rojas de la Formación Patquía. Hacia el techo está cubierta en discordancia por las sedimentitas de las formaciones Talampaya-Tarjados (Triásico inferior). La unidad está compuesta fundamentalmente por capas rojas en las que predominan bancos de areniscas feldespáticas (Furque *et al.* 1999).

El análisis de facies realizado por Fernández Seveso *et al.* (1990,1991) permitió deducir un ambiente de depositación fluvial entrelazado, con pasajes laterales a deltaico y barreal-lacustre. El clima bajo el cual se habrían producido estos depósitos fue templado-cálido, con períodos áridos a semiáridos en los cuáles se depositaron importantes dunas eólicas.

No se han registrado hallazgos fósiles dentro de la secuencia que permitan su correcta ubicación cronoestratigráfica. Sin embargo, por cubrir en concordancia a la Formación Tupe del Carbonífero medio - superior y estar cubierta en discordancia por las formaciones Talampaya -Tarjados del Triásico inferior, se la asigna al Pérmico s.l.

2.1.3. Mesozoico

➤ Triásico Inferior-Formación Talampaya (Romer y Jensen 1966)

Esta formación está constituida por conglomerados, areniscas, arcosas, limolitas y brechas intraformacionales; y se halla expuesta en el río de la Peña, al oeste del Valle de la Luna (Ischigualasto). La formación Talampaya corresponde a la unidad basal de la cuenca asentada sobre basamento cristalino (López Gamundi *et al.* 1989).

La mitad inferior de la sucesión está constituida por areniscas finas con estratificación entrecruzada e intercalaciones de conglomerados. En el tramo superior dominan las areniscas medianas y las limolitas con intercalaciones de lentes de conglomerados y sabulitas. En algunos tramos de la secuencia aparecen bancos de brechas intraformacionales con clastos pelíticos que denotan escaso o nulo transporte.

Estos depósitos areno-conglomerádicos se habrían originado a partir de un sistema fluvial entrelazado, con un pobre desarrollo de las planicies de inundación pelíticas (Martínez 1994).

Debido a la ausencia de fósiles y de acuerdo a su posición en la secuencia, Azcuy y Morelli (1979) y Martínez (1994) la ubicaron en el Triásico inferior, aunque no se descarta que la base de la unidad pueda extenderse hasta el Pérmico superior alto.

➤ Formación Tarjados (Romer y Jensen 1966)

Está constituida por areniscas, lutitas y conglomerados localizados en el río Agua de La Peña (sudoeste de la cuenca de Ischigualasto). El contacto discordante con la formación Talampaya es interpretado como una superficie erosiva por Milana y Alcober (1994).

Romer y Jensen (1966), definieron un miembro Inferior y otro Superior. El primero comienza con un conglomerado polimíctico de base al que le siguen areniscas gruesas que se intercalan con bancos de lutitas. El miembro Superior está constituido por areniscas que hacia el techo culminan con un nivel silicificado interpretado como un silcrete de un extenso período de no depositación (Alcober 1993).

El paleoambiente de depositación correspondió a un sistema fluvial de ríos entrelazados con abundante carga arenosa (Martínez 1994). Milana y Alcober (1994) interpretaron a las formaciones Talampaya-Tarjados como una “secuencia de primer *sinrift*” asociada a los estadios iniciales del desarrollo de una cuenca de tipo hemigraben.

Restos de vertebrados dicinodontes (Romer y Jensen 1966, Sill 1969) permiten ubicar a la unidad en el Triásico inferior.

➤ Triásico Medio- Formación Chañares (Romer y Jensen 1966)

La Formación Chañares está compuesta por pelitas, areniscas y paleosuelos, y aflora en una estrecha faja de dirección NO-SE en el sector oeste de la cuenca de Ischigualasto.

Milana y Alcober (1994) sugieren que esta unidad forma parte de una única secuencia junto con la Formación Ischichuca. No obstante, la Formación Chañares representa un subambiente marginal de diferente posición dentro del sistema depositacional desarrollado en el hemigraben. Suprayace en discordancia erosiva a las formaciones Talampaya-Tarjados y está cubierta en forma concordante con contacto gradual y transicional por la Formación Los Rastros.

Se compone de areniscas finas limosas y tobáceas con escasas intercalaciones de limolitas depositadas en zonas marginales del hemigraben (lejos de la estructura de fallamiento principal), asociadas a planicies de inundación maduras cortadas por rellenos de canales arenosos, o vinculadas a depósitos lacustres con desarrollo de paleosuelos (Milana y Alcober, 1994).

Posee restos de reptiles que permiten ubicar a la Formación Chañares en el Triásico medio bajo a alto.

➤ Grupo Agua de La Peña (Bossi 1971)

Bossi (1971) introdujo esta denominación para las sedimentitas rojas continentales que agrupadas en cuatro unidades formacionales (Ischichuca, Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados) formaban parte de las facies internas de la cuenca de Ischichuca-Ischigualasto. Este depocentro fue interpretado como una cuenca de tipo *rift* (Rolleri y Criado Roqué 1968, Stipanovic y Bonaparte 1979, Baraldo *et al.* 1990) y redefinido como la evolución de un *hemigraben* asimétrico (Milana y Alcober 1994).

➤ Formación Ischichuca (Frenguelli 1944)

Acompaña a los afloramientos de la Formación Chañares con la cual se entrelaza lateralmente. El tramo cuspidal tiene interdigitaciones laterales con la Formación Los Rastros, aunque ésta la cubre en concordancia a través de un pasaje gradual en transición. En algunos sectores de la cuenca (Cerro Caballo Anca), la Formación Ischichuca se apoya en discordancia angular sobre la Formación Tarjados y sobre depósitos neopaleozoicos. Está formada principalmente por lutitas

negras con intercalaciones muy subordinadas de areniscas y, en el tramo basal, aparecen intercalaciones de basaltos almohadillados que han sido correlacionados con la Formación Baldecitos.

El paleoambiente de depositación de esta unidad, que estuvo cerca de la estructura principal activa del *hemigraben* (Milana y Alcober, 1994), fue de tipo lacustre con facies deltaicas subordinadas. Las formaciones Chañares-Ischichuca fueron interpretadas por Milana y Alcober (*op cit.*) como una “segunda secuencia de la primera etapa de sinrift” (*sic*) de la cuenca de Ischichuca-Ischigualasto. Según estos autores, las *pillow* lavas no sólo señalan la efusión de coladas subácueas de basaltos, sino que comprueban una época de *sinrift*.

Por sus abundantes restos de plantas fósiles, reptiles e icnitas, fue asignada al Triásico medio bajo a alto.

➤ Formación Los Rastros (Frenguelli 1944)

Se encuentra expuesta en el sector central de la cuenca. Está caracterizada por depósitos lacustre-deltaicos donde alternan bancos pelíticos con abundante materia orgánica (facies lacustres), y bancos de areniscas finas a gruesas (facies deltaicas) (Mancuso 2005).

Milana y Alcober (1994) interpretaron a la Formación Los Rastros como una secuencia asociada a la “primera fase de *post-rift*” vinculada al desarrollo del hemigraben.

No hay consenso sobre la edad de la formación, pero el contenido palinológico la referiría al Triásico tardío temprano (Morel *et al.* 2001, Zavattieri y Melchor 1999, Zavattieri 2002). Una edad absoluta de $227,8 \pm 3$ Ma en bentonitas de la sección inferior de la Formación Ischigualasto (Rogers *et al.* 1993), sugiere una edad no más antigua que Triásico medio tardío (Ladiniano) para la Formación Los Rastros (Rogers *et al.* 1993 y 2001, Kokogian *et al.* 2001).

El contenido paleontológico incluye, principalmente, restos megaflorísticos relacionados con la “Flora de *Dicroidium*”, así como invertebrados, crustáceos, insectos y bivalvos (Gallego, 1992; Martins-Neto *et al* 2005 y 2006) y, entre los vertebrados, peces y anfibios (Mancuso 2003 y 2005). En base a sus abundantes restos fósiles (Martinez 1994), puede asignarse al Triásico medio alto.

➤ Triásico Superior- Formación Ischigualasto (Frenguelli 1944)

La Formación Ischigualasto es una de las últimas que rellenan la cuenca homónima. Su edad se basa en los vertebrados fósiles y en edades radiométricas de cenizas alteradas intercaladas y flujos de basalto inmediatamente subyacentes. Su base está datada en 231,4 Ma (Rogers *et al.* 1993, Renne *et al.* 2010) y su techo en 225 Ma (Martínez *et al.* 2011). Otros diques y flujos basálticos datados por el método K/Ar dieron edades de 229,5 Ma (Odin *et al.* 1982)

Está compuesta por areniscas de canal y pelitas de llanura de inundación, con desarrollo de paleosuelos bajo un clima árido-semiárido a semi-húmedo. Posee intercalaciones de escaso espesor de tobas montmorilloníticas (Bossi 1970).

Está formación constituye uno de los yacimientos más importantes del mundo de vertebrados del Triásico superior (Bonaparte 1966, 1973, 1975 y 1978), Romer (1962) y Romer y Jensen (1966), y es también portadora de un completo espectro de flora fósil (Herbst 1970a y b, Spalletti *et al.* 1999, Zamuner *et al.* 2001). La edad de las asociaciones paleoflorísticas se ha determinado entre los 228,5 y 227,2 Ma (Colombi *et al.* 2011).

El tramo basal posee intercalaciones de basaltos (Formación Baldecitos) originalmente interpretados como filones capa (Stipanovic y Bonaparte 1979), aunque nuevas evidencias permiten sostener que se trataría de coladas derramadas sobre un sustrato húmedo (Moneta *et al.* 1993) o efusiones subácueas en cuerpos lacustres (Milana y Alcober 1994).

➤ Triásico Superior- Formación Los Colorados (Groeber y Stipanovic 1953)

Esta formación está constituida por sucesivos ciclos de areniscas de grano grueso a medio, y areniscas de grano fino con intercalaciones de limolitas, que progresivamente dominan hacia la parte superior de la unidad.

La secuencia fue interpretada como un sistema fluvial moderadamente sinuoso, que lateralmente se interdigita con depósitos de la llanura de inundación. Hacia la parte superior dominan las areniscas y limolitas, depositadas en aguas poco profundas formando canales de desbordamiento en los albardones (Caselli *et al.* 2001). Otros autores interpretaron que la sucesión de areniscas fue depositada por un sistema fluvial dominado por llanuras aluviales (Bossi 1971; Stipanovic y Bonaparte, 1979) y corrientes efímeras intercalado con dunas eólicas (López

Gamundi *et al.* 1989; Cladera *et al.* 1998) bajo condiciones climáticas áridas (Milana y Alcober 1994).

Según estos últimos autores, la Formación Los Colorados está asociada a la “segunda fase de *postrift*” de la evolución tectosedimentaria del hemigraben de la cuenca de Ischichuca-Ischigualasto.

Los restos fósiles provienen mayormente de los niveles superiores y medios de la unidad (Bonaparte 1971), e indican una edad triásica superior.

➤ Triásico Superior- Grupo Chiflón (Bossi y Herbst 1968)

Las sedimentitas rojas continentales de esta unidad, reunidas en las formaciones Lomas Blancas y Río Chiflón, forman parte de la configuración externa de la cuenca de Ischichuca-Ischigualasto (Bossi 1971).

➤ Formación Lomas Blancas (Bossi y Herbst 1968)

Comienza con un conglomerado de base al que le siguen bancos de areniscas finas entrecruzadas y limolitas laminadas amarillas, verdes y grises. Ocasionalmente se intercalan tobas multicolores y, hacia la parte cuspidal, mantos de basalto de la Formación Baldecitos.

El ambiente depositacional se interpreta como un sistema fluvial entrelazado con desarrollo de amplias planicies de inundación pelíticas.

Bossi y Herbst (1968) reconocieron especies de flora fósil comunes a las formaciones Los Rastros e Ischigualasto. En base a estos argumentos estratigráficos, Azcuy y Morelli (1979) asignaron a la Formación Lomas Blancas al Triásico medio alto a Triásico superior bajo.

➤ Formación Río Chiflón (Bossi y Herbst 1968)

Comienza con bancos de limolitas verde amarillentas a las que siguen lutitas y fangolitas grises, con frecuentes intercalaciones de areniscas finas a medianas de color morado, en parte calcáreas, y de conglomerados finos. El ambiente de depositación se relaciona con un sistema fluvial de ríos entrelazados con facies de relleno de canal (conglomerados finos) y amplio desarrollo de planicies de inundación pelíticas.

No se han encontrado restos fósiles en esta secuencia. Un dique de basalto que corta a esta formación dio una edad K/Ar de 215 ± 5 Ma, mientras que los

basaltos del Cerro Negro tienen edades de 225 ± 5 Ma y 194 ± 26 Ma (González y Toselli, 1971), lo que indica una edad triásica superior a jurásica inferior para las efusiones.

➤ Formación Baldecitos (Mozetic 1975)

La Formación Baldecitos está compuesta por basaltos olivínicos alcalinos que varían desde tefritas y basanitas hasta tefrifonolitas ($\text{SiO}_2 = 43\text{-}57\%$), con escasos basaltos y traquiandesitas con fuerte alteración propilítica (Page *et al.* 1997).

Los basaltos de la cuenca de Ischigualasto se encuentran intercalados fundamentalmente en las formaciones Los Rastros e Ischigualasto, aunque en forma más restringida también aparecen en las formaciones Ischichuca y Los Colorados. Moneta *et al.* (1993) mencionan para estos basaltos un origen único a partir de derrames de coladas, sin embargo, Page *et al.* (1997) encontraron tanto efusiones como cuerpos intrusivos (diques y filones capa). Milana y Alcober (1994) identificaron *pillow lavas* pertenecientes a un cuerpo lacustre.

Estas rocas básicas están relacionadas con una cuenca distensiva tipo *rift* (Moneta *et al.* 1993), aunque Milana y Alcober (1994), la interpretan como un hemigraben asimétrico cuya tectónica estuvo controlada por la reactivación de la megafractura de Valle Fértil. Las efusiones de los basaltos son de tipo fisural y habrían estado controladas por la mencionada megafractura, y por el sistema de fracturamiento presente en la Sierra Baja de los Portezuelos.

Según Page *et al.* (1997), el magmatismo básico tiene características fuertemente alcalinas en los sectores más alejados de la cuenca y en la parte más baja de la secuencia estratigráfica triásica. Los basaltos intercalados en los sectores cuspidales de la sucesión sedimentaria son de tendencia subalcalina.

González y Toselli (1971) obtuvieron edades radimétricas por el método K/Ar para los basaltos de los cerros Morado y Negro de 223 ± 4 Ma y 225 Ma. Mozetic (1975) sobre los mismos basaltos del cerro Morado obtuvo un valor de 220 ± 10 Ma (K/Ar), y Chemale Jr. *et al.* (en preparación), obtuvieron edades de 228 ± 2 Ma (Ar/Ar). Todas estas edades indican una importante actividad magmática concentrada en la base del Triásico superior.

➤ Cretácico- Formación Cerro Rajado (Stipanovic y Bonaparte 1979)

Esta secuencia sedimentaria, de hasta 400 m de espesor Zambrano (1990), se compone de un conjunto de conglomerados varicolores de clastos angulosos a redondeados de metamorfitas, granitoides y volcanitas, pobremente estratificadas, con matriz arenosa y cemento yesoso. Tienen intercalaciones de areniscas y limolitas rojas a pardo-amarillentas, con estratificación paralela, ondulítica y calcos de carga. Bossi (1977) determinó un paleoambiente de bajadas aluviales coalescentes, con disminución de la carga de lecho en los sectores medios.

La edad de esta formación es muy controvertida ya que no es portadora de restos fósiles. Zambrano (1990) la correlacionó lateralmente con los conglomerados de la Formación La Cruz, a los cuales asignó una edad cretácica inferior a media.

2.1.4. Cenozoico

➤ Plioceno-Formación Angosturas (Azcuy y Morelli 1979)

La conforman areniscas con estratificación paralela o cruzada, limolitas y arcillitas laminadas que constituyen una típica asociación de capas rojas, con intercalaciones de conglomerados, capas de yeso y ocasionalmente de niveles de tobas. El paleoambiente depositacional fue de tipo continental, con un riguroso clima árido. Las areniscas y limolitas serían el resultado de la combinación entre un sistema fluvial poco desarrollado y de médanos, mientras que los conglomerados representarían avenidas de bajadas aluviales sobre la llanura pedemontana.

Azcuy y Morelli (1979) atribuyeron esta formación al Plioceno por correlación con otras sedimentitas de esa edad.

Pleistoceno

Comprende las formaciones Vichigasta y Catinzaco (Fidalgo 1964). La primera corresponde a un primer nivel de bajadas aluviales antiguas relacionadas con un importante pulso de levantamiento de la Sierra de Valle Fértil.

Los niveles aterrazados se encuentran topográficamente en una posición de máxima altura respecto al resto de los depósitos aluviales. Son conglomerados gruesos con abundantes clastos de metamorfitas y granitoides del basamento, y escasos de sedimentitas en la porción de los ápices de las bajadas. Tienen

intercalaciones de areniscas y limolitas que se ubican preferentemente en la parte distal de los abanicos y predominan en la playa de bolsón.

La Formación Catinzaco corresponde a depósitos de abanicos aluviales coalescentes cercanos al ápice que se localizan en un nivel topográfico más bajo y ofrecen menor grado de consolidación. Está cubierta y rodeada por los depósitos aluviales actuales y se encuentra disectada por los cursos fluviales actuales. Son conglomerados gruesos pobremente consolidados, con clastos de metamorfitas y granitoides del basamento y de volcanitas basálticas. Los clastos de sedimentitas son muy escasos.

Holoceno- Depósitos de abanicos aluviales actuales, médanos, salitrales y barreales (Furque *et al.* 1999)

Los depósitos actuales están constituidos por aglomerados, fanglomerados y conglomerados no consolidados de abanicos aluviales recientes. Son depósitos mal seleccionados, con abundante matriz areno-limosa y clastos de diferentes formas y tamaños, de metamorfitas, granitoides, sedimentitas, etc., que cubren a los depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno.

Se han identificado dunas longitudinales en general complejas de arena fina con delgados depósitos limosos de morfología lenticular y crestas barjanoides, aunque no son raros los grandes montículos de arena.

Durante las escasas precipitaciones estacionales que se producen en la zona, las partes deprimidas pueden albergar espejos de agua transitorios que, al evaporarse dejan arcillas y limos no consolidados con abundantes eflorescencias y ocasionalmente duricostras salinas. .

También se incluyen los depósitos no consolidados y de diferentes granulometrías que rellenan los valles fluviales actuales y las depresiones interserranas (arenas, gravas y limos) que son acarreados por el agua, el viento o por algún proceso local de remoción en masa.

2.2. ESTRUCTURA

Las Sierras de Valle Fértil-La Huerta localizadas entre los 29° 55' 31" S y 67° 15' y 68° 10' O forman un orógeno único alargado en dirección NNO-SSE, cuya inflexión central marcaría el límite aproximado entre ambas. Están constituidas por un basamento pre-Ordovícico compuesto principalmente por paragneises de alto grado y migmatitas con intercalaciones de anfibolitas y mármoles (complejo Valle Fértil). El conjunto fue intruido por una secuencia predominantemente metaluminosa integrada por dioritas, tonalitas y granodioritas hornbléndico-biotíticas y metagabros hornbléndicos y noríticos (Baldo *et al.* 1999, Pankhurst *et al.* 2000, Rapela *et al.* 1998, 2001, Murra y Baldo 2004; Schneider *et al.* 2006), en el período comprendido entre el Ordovícico temprano y Medio (Pankhurst *et al.* 1998, 2000, Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Roeske *et al.* 2005).

Estas sierras constituyen una de las manifestaciones más occidentales del orógeno Famatiniano, están limitadas en su borde occidental por el megalineamiento Valle Fértil, interpretado como la zona de sutura entre Precordillera y el margen proto-Andico (Vujovich *et al.* 2004).

El cinturón orogénico Famatiniano corresponde a un arco magmático que se generó y creció durante el Ordovícico Inferior y el Ordovícico medio (495-460 Ma) en el borde occidental de Gondwana (Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998). El cierre y la exhumación temprana de este arco provocó su emplazamiento en la corteza superior, y la causa geodinámica de este evento tectónico se relaciona con la colisión continente- continente entre una micro-placa alóctona separada de Laurentia (Cuyania) y el margen occidental de Gondwana (Thomas y Astini 1996, Ramos *et al.* 1996). En discordancia sobre la secuencia ígnea-metamórfica del Paleozoico inferior, se disponen depósitos continentales del Neopaleozoico y continentales-volcánicos del Triásico.

Estas sierras presentan una morfología de bloques segmentados y elevados diferencialmente por la tectónica andina, el bloque Valle Fértil-La Huerta está siendo levantado por una falla que buza al este y se ubica en el borde occidental del mismo (Jordan y Allmendinger 1986). Esta falla coincide, a escala regional, con el lineamiento de Valle Fértil (Fig. 2). En los bloques de basamento cristalino se encuentran fajas de milonitización y deformación dúctil intensa que coinciden con la sutura de escala cortical (Castro de Machuca *et al.* 2004, Cristofolini *et al.* 2010,

Gallien *et al.* 2010). Edades Ar/Ar en moscovita indican que esta sutura estuvo tectónicamente activa hasta los 390 Ma, lo cual correspondería con un estadio tardío del orógeno colisional que se produjo por la colisión entre el terreno Cuyania y el arco Famatiniano (Ramos *et al.* 1996, Castro de Machuca *et al.* 2007, Gallien *et al.* 2010).

Durante el Mesozoico, las interacciones entre placa oceánica-continental a lo largo del margen sudoeste de Pangea produjo una región de deformación extensional en torno al cratón en el arco magmático proto-andino (Ramos y Kay 1991; López-Gamundi *et al.* 1994). La extensión se focalizó alrededor de los límites noroccidentales de los terrenos acrecionados al cratón de Gondwana durante el Paleozoico (Uliana *et al.* 1989). La cuenca de Ischigualasto es producto de una serie de fragmentaciones continentales que se desarrollaron en la región como resultado de esa extensión (Uliana y Biddle 1988). La depositación relacionada al rift en la cuenca de Ischigualasto comenzó durante el Triásico temprano, con el desplazamiento normal en dirección al noreste de la falla Valle Fértil y la antitéctica falla Alto, que originaron la estructura de hemigraben (Milana y Alcober 1994; López 1995). La falla Valle Fértil es considerada la principal falla normal de la cuenca que separa al basamento cristalino y a las rocas sedimentarias del bloque inferior, de las rocas sedimentarias triásicas de la pared colgante (estable). La depositación en la cuenca continuó durante todo el Triásico, dando lugar a la acumulación de > 3,5 kilómetros de estratos no-marinos y volcánicos (Alcober 1996).

Ya en el Pleistoceno se produjo un acortamiento en el antepaís de los Andes, que produjo la reactivación inversa de la falla y dejó al descubierto la estructura normal de los estratos de la cuenca de Ischigualasto (Zapata y Allmendinger 1996). El levantamiento y erosión de los estratos de la cuenca dio como resultado la exposición casi completa del intervalo estratigráfico del Triásico en la pared superior de las fallas Valle Fértil y Alto.

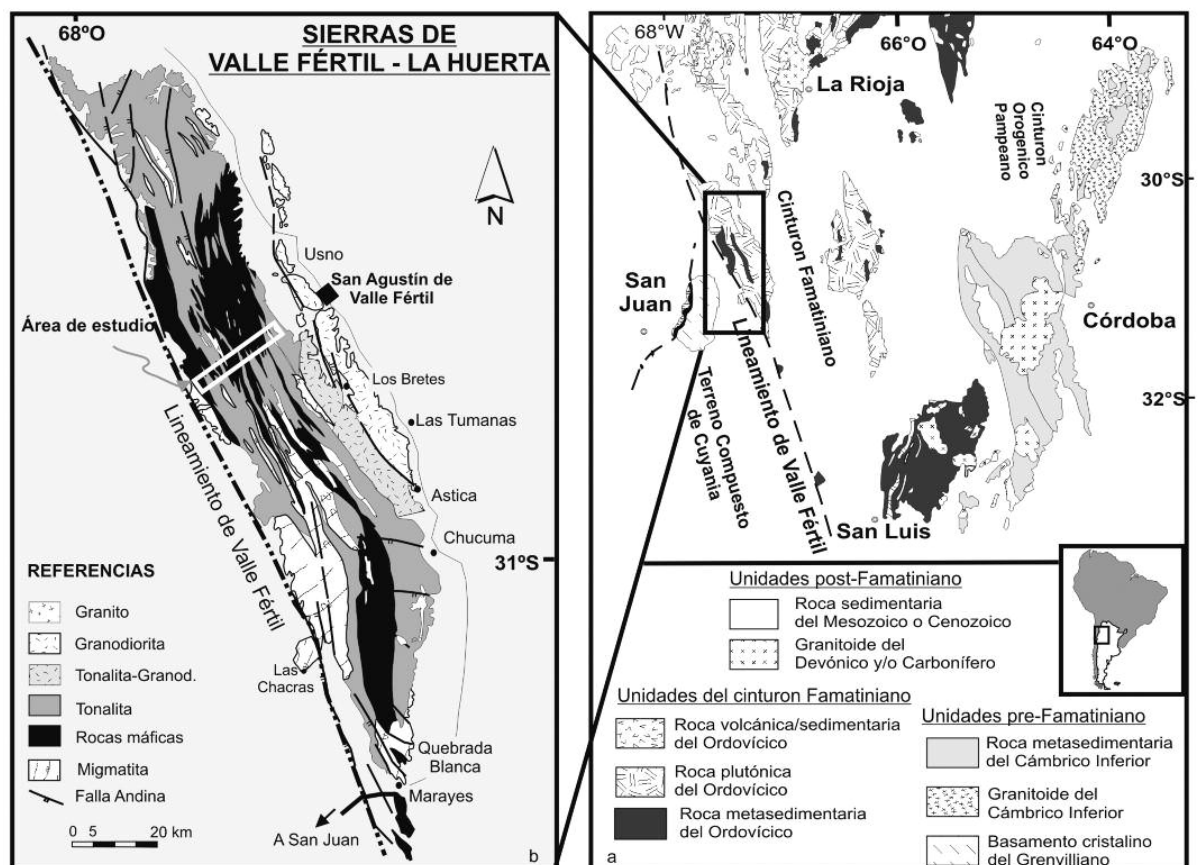


Figura 2: a) Mapa regional de las Sierras Pampeanas entre las latitudes 29° y 33° Latitud Sur b) mapa geológico simplificado de las sierras de Valle Fértil y La Huerta. El mapa representa una compilación de las hojas geológicas de Mirré (1976) y Vujovich *et al.* (1998) y considerando los trabajos de Vujovich *et al.* (1996) y Otamendi *et al.* (2008).

3. El magmatismo Gondwanico en la Argentina: (tomado de Geología Argentina, Caminos 1999, y referencias allí citadas)

En la Argentina, el magmatismo asociado al ciclo Gondwánico es el de mayor extensión areal. Las provincias magmáticas que lo componen, distintas entre sí, se vinculan a la historia geotectónica del supercontinente marcando su origen, apogeo y desmembramiento final. En orden cronológico es posible distinguir los siguientes episodios mayores:

-Carbonífero inferior-Pérmico inferior. Magmatismo orogénico, principalmente plutónico de tipo cordillerano, reconocido en la cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Finaliza con la Fase orogénica San Rafael.

-Pérmico inferior-Triásico inferior a medio. Sucede a la fase orogénica San Rafael en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael, encontrándose además en el Bloque del Chadileuvú y en el Macizo Nordpatagónico. Plutonismo granítico s.s.

campos de calderas riolíticas (provincia de Choyoi) son los productos típicos de este estadio.

-Triásico superior- Jurásico inferior. Se desarrolla típicamente en sectores centrales y occidentales del Macizo Nordpatagónico, áreas precordilleranas de Río Negro y Chubut, con manifestaciones aisladas en el sector nororiental del Macizo del Deseado. Predominio de asociaciones plutónicas ácidas relacionadas en algunos casos a sistemas de fallas transcurrentes.

Episodios finigondwánicos:

-Jurásico medio a superior- Cretácico inferior. Plutonismo cordillerano del batolito Patagónico y asociaciones volcánicas de arco relacionados a la subducción proto-Andina en el borde del supercontinente.

-Cretácico inferior. Basaltos toleíticos del sector occidental de la cuenca del Paraná que marcan la ruptura final del supercontinente y el fin del ciclo Gondwánico. La edad del volcanismo se hace más joven hacia el sureste (Turner *et al.*, 1994), con lo cual los extensos afloramientos en el subsuelo de las provincias de Misiones, Corrientes, Entre Ríos, Santa Fe y noroeste de Buenos Aires constituirían los eventos más jóvenes de la provincia volcánica.

3.1. MAGMATISMO EXTENSIONAL TRIÁSICO- (tomado de Stipanovic, 2003 y referencias allí citadas)

Coladas y filones capa de basalto se intercalan entre las sedimentitas triásicas del centro-oeste del país, perteneciendo a un magmatismo de intraplaca, con aparatos efusivos situados al naciente de los del Grupo Choyoi (Ramos y Kay 1991, Ramos 1993). Estas manifestaciones de poca potencia en La Rioja, San Juan y NO de Mendoza (5-30 m), alcanzan mayor desarrollo en el centro de esta última provincia (Stipanovic, 1969b, 1972, 1979; Días y Massabié, 1974; Stipanovic y Bonaparte, 1979; Criado Roque, 1979; Massabié *et al.*, 1986; Ramos y Kay, 1991; Monetta *et al.*, 1993). Los respectivos basaltos se dataron como correspondientes al triásico medio y triásico superior, tanto por sus vinculaciones con estratos fosilíferos como por fechados isotópicos. Los afloramientos más orientales son los de la Sierra de Guasayán (Santiago del Estero), con 205 ± 10 Ma y 240 ± 10 Ma (Ruiz Huidobro, 1972).

3.2. TECTÓNICA, MAGMATISMO Y CUENCAS SEDIMENTARIAS TRIÁSICAS DEL OESTE ARGENTINO (tomado de Spalletti, 1999 y referencias allí citadas)

Las cuencas triásicas localizadas en el oeste argentino (Fig.3) inician su desarrollo con posterioridad al clímax de actividad magmática correspondiente a la provincia Choiyoi. El relleno sedimentario de estas cubetas es -por tanto coincidente con las últimas y más esporádicas manifestaciones de este vulcanismo. Con todo, los aportes primarios ocasionados por los fenómenos explosivos póstumos, así como la existencia de áreas circundantes elevadas constituidas por terrenos volcánicos, hacen que buena parte de los materiales detríticos triásicos tenga carácter volcanoclástico. La influencia del vulcanismo Choiyoi es particularmente notoria en las primeras etapas de desenvolvimiento de la cuenca Cuyana, así como en la cuenca de San Rafael, donde abundan las piroclastitas de caída, las laharitas e incluso extensos depósitos de flujos piroclásticos.

Durante el Triásico tardío, coetáneamente con el magmatismo de arco desarrollado en el borde occidental del Macizo Nordpatagónico, en Chile Central y en la Cordillera de San Juan, las grandes cuencas triásicas del oeste argentino se encuentran en las últimas etapas de su evolución. En el correspondiente registro sedimentario, son frecuentes las intercalaciones de depósitos piroclásticos primarios de caída, cuyo origen puede vincularse a la actividad volcánica vinculada con el margen activo de Gondwana. Asimismo, se produce la apertura de las cuencas de Malargüe, de Paso Flores y de Chacaico en las que son abundantes las brechas volcánicas, los depósitos de flujos y caídas piroclásticas y los sedimentos proximales de retrabajo vinculados con relieves circundantes volcánicos. Por otra parte, en el sudoeste del Macizo Nordpatagónico, en áreas estructuralmente activas se desarrolla un significativo registro volcánico polimodal asociado con sedimentitas volcanoclásticas continentales conocido como Estratos de Comallo

En su gran mayoría, las cuencas triásicas del oeste argentino se encuentran limitadas por importantes sistemas de fallas que han manifestado distinto grado de actividad durante el desarrollo de los rellenos sedimentarios (Fig. 3).

El origen y evolución de las cuencas triásicas del oeste argentino están estrechamente ligados al marco geotectónico regional. Los acontecimientos acaecidos entre el Triásico temprano y el Triásico medio han estado controlados por el régimen marcadamente extensional ocasionado por el adelgazamiento cortical y el

colapso del orógeno del Carbonífero – Pérmico temprano, vinculado con la posición relativamente estacionaria del megacontinente de Gondwana. En cambio, los del Triásico tardío aparecen principalmente asociados con un marco tectónico en el que se combinan transcurrencia con subducción (Rapela y Alonso, 1991; Rapela *et al.*, 1991; 1992; Pankhurst *et al.*, 1992; Ugalde *et al.*, 1997).

En consecuencia, durante el Triásico temprano y medio se generaron sistemas de *rift* pasivos en los que los esfuerzos tensionales produjeron el debilitamiento de la litósfera continental, habilitando la penetración en ella de rocas mantélicas a alta temperatura (Allen y Allen, 1990). Para estos rifts Uliana *et al.* (1989) y Tankard *et al.* (1995) han sugerido un modelo de cizalla simple (Wernicke, 1981, 1985) en el que la extensión litosférica está acomplejada por desplazamientos de gran escala a lo largo de una zona de cizalla de baja inclinación y comportamiento dúctil en profundidad. Esta extensión sería la consecuencia del colapso extensional de un orógeno, de un modo semejante al propuesto por Wernicke (1981) para la provincia cenozoica de *Basin and Range* en el oeste norteamericano.

Sobre la base de registros sísmicos, del análisis estructural y de la polaridad en la distribución de los rellenos sedimentarios, varias de las cuencas triásicas de la Argentina occidental han sido consideradas de tipo hemigraben (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; López Gamundi, 1994; Milana y Alcober, 1994; Tankard *et al.*, 1995). Estas cubetas se caracterizan por el desarrollo de un perfil estructural y de acumulación fuertemente asimétrico en sentido transversal al eje mayor. El borde activo (Schlische, 1991), asociado al sistema de fallas del rift, contó -sobre todo en las primeras etapas de la evolución de las cuencas- con significativo espacio de acomodación sedimentaria creado por el fuerte ritmo de subsidencia tectónica. En cambio, la rampa o borde pasivo tuvo menor espacio de acomodación y mostró por tanto importantes cambios en la posición del nivel de base estratigráfico, traducido en sucesivos arreglos estratales de traslape (*onlap*) y *basinward shift* a medida que se produjo el desenvolvimiento del relleno sedimentario.

El hemigraben de Ischigualasto - Villa Unión, así como su prolongación al sudeste en los hemigrábenes de Marayes- Las Salinas - Beazley, constituyen depocentros angostos pero elongados en sentido norte y nornoroeste, que se localizan al este de la megafractura de Valle Fértil (Fig.3). Todos ellos presentan un marcado alineamiento, pero a lo largo de su historia parecen haber estado mayormente desvinculados entre sí. La cuenca de Ischigualasto - Villa Unión es la que posee el máximo desarrollo regional; incluso, Caminos *et al.* (1995) han reconocido su prolongación hasta la región del río del Peñón en la Precordillera riojana.

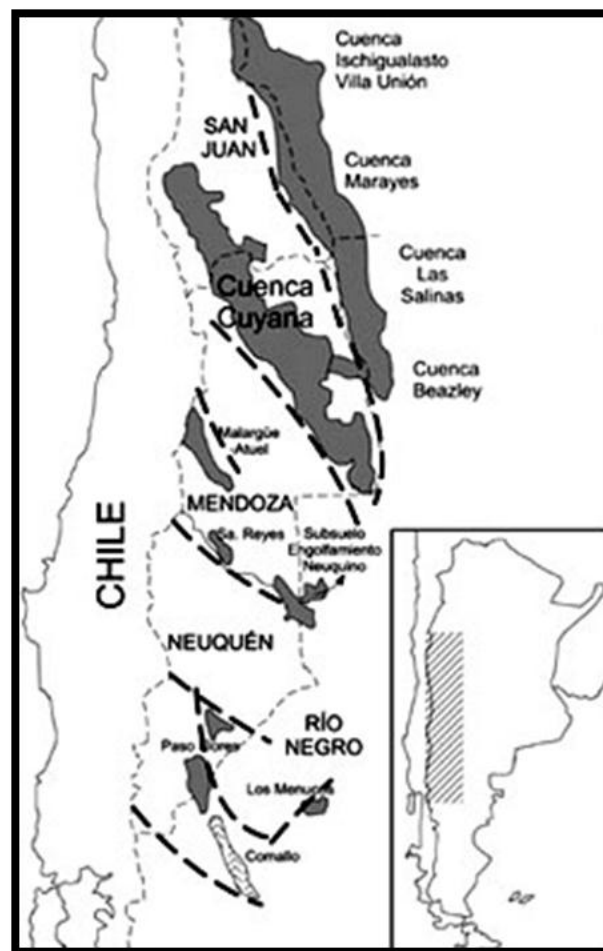


FIGURA 3: Cuencas Triásicas del oeste argentino con lineamientos principales.

4. MARCO GEOLOGICO LOCAL

4.1. ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

Las manifestaciones del vulcanismo alcalino asociado al evento extensional triásico en la Sierra de Valle Fértil, fueron identificadas por Mirré (1976), quien definió a este conjunto de rocas en la Hoja Geológica 19e Valle Fértil como: “escasos afloramientos y de reducida extensión areal de distintos tipos de rocas volcánicas cuya composición general indica la existencia de una Asociación Volcánica Continental no orogénica de edad triásica incierta”.

Las rocas alcalinas comprenden desde basaltos olivínicos, traquiandesitas basálticas, fonolitas, traquitas hasta riolitas alcalinas, que sobreyacen y/o intruyen al basamento ígneo-metamórfico del Complejo Valle Fértil (Paleozoico inferior). En base a las similitudes petrológicas y geoquímicas con los basaltos de la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, al norte del área de estudio, las rocas alcalinas de la Sierra de Valle Fértil han sido incluidas en la Formación Baldecitos asignada al Triásico medio por Limarino *et al.* (2008 y referencias ahí citadas). La petrología de las rocas basálticas de la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión fue documentada por Page *et al.* (1997), para quienes la serie magmática varía desde tefritas y basanitas hasta tefrifonolitas ($\text{SiO}_2 = 43\text{-}57\%$), con escasos basaltos y traquiandesitas, donde los distintos tipos de lavas están relacionados por procesos de asimilación y cristalización fraccionada. Según estos autores, el magmatismo básico es de características fuertemente alcalinas en las rocas que se encuentran en los sectores más alejados de la cuenca o en la parte más baja de la secuencia estratigráfica triásica. Los basaltos que están intercalados en los sectores cuspidales de la sucesión son de tendencia subalcalina. La petrología indica que la serie magmática se originó en condiciones de alta temperatura y presión involucrando la formación de olivino, magnetita (Ti-magnetita), ilmenita, clinopiroxeno, plagioclasa, feldespato alcalino y apatita. Además, en base a información petrológica y química, se estima que en esta zona están presentes al menos dos asociaciones magmáticas diferentes, ambas con un origen común pero producto de diferentes grados de fusión y por lo tanto con una evolución diferente e independiente. El almacenamiento temporal en las cámaras más pequeñas a profundidad intermedia podría haber sido el mecanismo para el proceso de diferenciación (Page *et al.* 1997, Castro de Machuca *et al.* 2013).

Mirré (1976) distinguió dos grandes ambientes de localización de las rocas volcánicas: la zona de afloramientos de fonolitas y traquitas alcalinas dentro del cuerpo principal de la sierra, y la zona de afloramientos de traquibasaltos, basaltos alcalinos y basaltos olivínicos en el interior de la depresión intermontana del Potrero, que se extiende desde la estancia Quiroga al norte hasta la localidad de Los Bretes al sur, y en el borde oriental del bloque al naciente de dicha depresión intermontana.

- En el primer ambiente se encuentran:

4.1.1. Traquitas

- Traquita Monte Chumao:

La litología objeto de este estudio y que aflora en la culminación del Monte Chumao, entre las quebradas del Corral Grande y del Río de Usno, ha sido descripta sintéticamente por Mirré (1976).

Acorde con este autor se trataría de una traquita peralcalina dado la presencia de egirina y analcima así como el carácter intermedio del vidrio. La misma se emplaza sobre el complejo metamórfico, alcanzando unos 100 metros de espesor. Está constituida por fenocristales de sanidina de hasta medio centímetro, algunos de buen desarrollo tabular a cuadrático, generalmente maclados y frescos, algo penetrados por vidrio, con núcleos de oligoclasa. La pasta está formada por dos vidrios de distinto índice ambos ricos en sílice, y se destacan finas microlitas feldespáticas en disposición traquítica. Pequeños cristales de egirina, parcial o totalmente reemplazados por epidoto pueden alcanzar a formar zonas de textura subofítica. La sanidina está reemplazada parcialmente por analcima. A menudo se observan amígdalas rellenas de calcita, analcima, calcedonia y/o caolinita (Fig. 4).

El estudio petrográfico sumado al análisis geoquímico desarrollado en el marco de este trabajo final de Licenciatura, indican que se trata de una traquifonolita y no una traquita.

➤ Traquita Loma Negra

En la quebrada Loma Negra, a unos 2 km de su desembocadura, se encuentra un dique de traquita alcalina finamente porfírica de unos 15 m de espesor, de color gris oliváceo, que intruye al basamento ígneo-metamórfico del Complejo Valle Fértil.

La roca está formada por abundantes fenocristales de anortoclasa criptopertítica ($Ab_{60} Or_{40}$), de hábito tabular, algo reemplazada por analcima o material microcristalino no identificable, y por egrina que tiende a presentarse como individuos con tendencia subofítica respecto al feldespato. La pasta está formada por pequeños individuos de feldespato incluidos en una mesostasis probablemente zeolítica de color pardo claro (Fig. 4).

➤ Traquita La Aguadita

Recientemente se ha dado a conocer la existencia de este nuevo afloramiento de traquita, no descripta previamente, a la que se denomina Traquita La Aguadita (Castro de Machuca *et al.* 2012). Este afloramiento cubre una superficie aproximada de 120 m x 200 m, y se localiza en el borde oriental de la Sierra de Valle Fértil, a la altura del puesto La Aguadita. Su emplazamiento estuvo controlado por una falla principal de rumbo NNO que limita por el este a la depresión intermontana de Estancia Quiroga-Los Bretes que separa el cuerpo principal de la sierra de su porción oriental.

El afloramiento consiste en un cuerpo lávico de unos 15-20 m de espesor que suprayace en discordancia al basamento cristalino. La roca tiene color gris claro, textura microporfirítica a afanítica, y presenta marcado bandeamiento de flujo a escala centimétrica, claramente observable en las superficies meteorizadas como bandas alternantes de color gris blanquecino y ocre. Está compuesta esencialmente por feno y microfenocristales de anortoclasa y sanidina, con cantidades subordinadas de arfvedsonita y ferro-eckermannita en la mesostasis.

La edad radimétrica obtenida para la Traquita La Aguadita de 218 ± 7 Ma (método K/Ar en roca total), sugiere que la actividad ígnea relacionada con la tectónica extensional, que habría comenzado en el Triásico inferior (Page *et al.* 1997), continuó al menos hasta el Triásico superior (Fig. 4).

4.1.2. Fonolitas

➤ Fonolita Jaboncillo (Horco Bola):

En la cima de un pequeño cerro cercano a las nacientes de la quebrada del Jaboncillo, aflora un cuerpo fonolítico que intruye al complejo metamórfico con un espesor máximo de 40 m. Mirré (1976) distingue en este cuerpo dos secciones: una inferior de unos 10 m de altura, formada por una brecha de clastos líticos volcánicos y metamórficos cementados por una roca de grano fino. Al disminuir transicionalmente el tamaño y porcentaje de los clastos hacia arriba hasta desaparecer totalmente, constituye la sección superior que corresponde a la fonolita propiamente dicha.

Al microscopio la fonolita presenta textura porfírica y está constituida por fenocristales de ortosa y en menor proporción plagioclasa, reemplazados casi totalmente por zeolitas, y por pequeños fenocristales de egiirina-augita. La pasta es un agregado microgranoso con material clorítico, venillas y agregados de analcima.

En la brecha se observan numerosos fragmentos líticos de traquibasaltos, traquitas, y xenocristales de enstatita y hornblenda. Reemplazados por analcima, cloritas o carbonatos. El afloramiento fue interpretado como correspondiente a un conducto volcánico (*neck*), representando las brechas la zona marginal del mismo.

Gómez (2015) determinó que los sucesivos ascensos de magma no alcanzaron la superficie al momento de su emplazamiento, interpretando a este cuerpo volcánico como un criptodomo, que aflora debido a la erosión y a la exhumación por fallamiento, y por lo tanto descarta la posibilidad de que la Fonolita Jaboncillo corresponda a un volcán con generación de productos volcánicos superficiales (Fig. 4).

4.1.3. Riolita Sódica

En la quebrada de Otarola, cortando un nivel calcáreo que aflora al noreste del monte La Dolores, se encuentra un dique de aproximadamente 2 m de espesor, subvertical y de rumbo casi paralelo a la quebrada.

Se trata de una riolita sódica porfírica con fenocristales de oligoclasa básica generalmente envueltos por un manto de anortoclasa. La anortoclasa reemplaza a la plagioclasa y en parte cristaliza como anillo sobre ésta, ya que su contorno es irregular y rico en inclusiones de la pasta. Algunos fenocristales de anortoclasa

representan probablemente casos de reemplazo total de la plagioclasa. La alteración es claramente selectiva ya que los núcleos de oligoclasa maclados y generalmente zonales, presentan una fuerte alteración de sericita-carbonatos-arcilla y cloritas, en tanto que la anortoclasa es muy fresca. Son también abundantes los fenocristales de biotita, que se presenta como finas tablillas con fuerte pleocroísmo de pardo oscuro a verde claro, con regular exsolución del óxido de hierro. Los fenocristales de cuarzo hipidiomorfos son escasos. La pasta es un agregado de grano medio a fino de cuarzo intercrecido con feldespatos muy alterados y opacos. Escasos individuos de apatita como accesorio (Fig. 4).

- ✓ Dentro del segundo ambiente mencionado por Mirré (1976) se encuentran:

4.1.4. Traquibasaltos Los Bretes (LB)-Los Molles (LM)

Mirré (1976) los definió como afloramientos separados en base a las características petrológicas y a la distribución areal de dichos afloramientos. Al primero (LB) lo definió como basaltos alcalinos que se disponen sobre el basamento o pequeñas lomadas que emergen del relleno cuaternario en la zona de Los Bretes y algo más al sur en los valles del río La Tala y río La Tusca. Al segundo (LM), lo describió como traquibasaltos que afloran sobre el margen oriental de la depresión intermontana de estancia Quiroga-Los Bretes, desde el sur del puesto Higueritas hasta el puesto Los Molles.

Castro de Machuca *et al.* (2012) y López. (2014), consideran a dichos afloramientos como un mismo cuerpo de roca en base a las características petrológicas y geoquímicas, y los describen como Traquiandesita basáltica Los Molles-Los Bretes.

Los afloramientos de traquiandesita basáltica se localizan de manera discontinua en las proximidades de los puestos homónimos, separados por una distancia de 2,3 km. Los afloramientos se hallan en una zona topográficamente deprimida conocida como la depresión intermontana (*graben*) Estancia Quiroga - Los Bretes, inmediatamente al oeste de la traza de una falla normal de carácter regional y de dirección NO-SE que levanta al bloque oriental de la sierra. El puesto Los Molles se encuentra adyacente al margen oriental de la depresión, mientras que el poblado de Los Bretes se localiza ligeramente más al oeste.

Se disponen en forma de coladas fisurales sobre el basamento cristalino. Los espesores máximos aflorantes rondan los 5 m.

El afloramiento de Los Molles se caracteriza por bloques diaclasados de roca maciza, fuertemente alterados por meteorización y con abundantes pátinas de óxidos de hierro en las superficies expuestas. Los niveles basales incluyen fragmentos subangulosos parcialmente asimilados de rocas del basamento, mayoritariamente granitoides, de 4 a 10 cm y menores. En los niveles superiores se observan pequeñas vesículas de hasta 2 mm de diámetro ocasionalmente rellenas por minerales secundarios (calcita y minerales del grupo de la zeolita), bandas de flujo plegadas acompañadas por pequeñas vesículas, y desarrollo incipiente de disyunción columnar. La roca posee textura afírica a levemente porfírica y color gris violáceo oscuro.

El afloramiento de Los Bretes también posee textura afírica a levemente porfírica y coloración gris verdosa oscura, aunque en las superficies expuestas a la alteración meteórica la coloración es pardo rojiza debido a pátinas de óxidos de hierro. La roca es maciza pero presenta importante diaclasamiento (Fig. 4).

4.1.5. Basaltos Olivínicos

Afloran en varias localidades, a lo largo del borde occidental de la depresión intermontana al sur de la entrada a la quebrada del río San Juan, al sur de la entrada a la quebrada del Potrerillo y entre las entradas de las quebradas del Tala y del Turbante. También sobre el borde oriental de la Sierra de Valle Fértil en San Agustín del Valle Fértil y algo al norte de la localidad de Usno.

Según Mirré (1976), el afloramiento más importante es el que se encuentra a la entrada de la quebrada del Potrerillo, donde los basaltos alcanzan, según este autor, 20 m de espesor y desarrollan en su mayor parte facies amigdaloides (Fig. 4).

Los últimos trabajos de investigación realizados en el área incluyen los siguientes afloramientos basálticos:

➤ *Basalto Potrerillos (López y Castro de Machuca 2015)*

Se localiza en la desembocadura de la quebrada homónima. Suprayace en discordancia al basamento cristalino y corresponde a una colada lávica que cubre un área aproximada de 0,6 km², con un espesor máximo aflorante de 30-35 m. La roca tiene color gris violáceo oscuro, textura afírica a pobremente porfírica y se encuentra

fuertemente diaclasada y meteorizada, con pátinas de limonita. En algunos sectores, se distinguen bandas de flujo y vesículas esféricas con tamaños entre 5-20 mm de diámetro, rellenas principalmente por zeolitas.

El basalto es holocristalino, de textura porfírica y está compuesto por cristales (~8%) de piroxeno (50%) y subordinados de olivino (30%) y plagioclasa (20%). La matriz está constituida por los mismos minerales de menor tamaño de grano (<0,1 mm): tablillas de plagioclasa sub-orientadas, piroxeno, olivino reemplazado por iddingsita y opacos. Como minerales accesorios hay apatito y ocasionalmente nefelina y, como mineral secundario, escasos parches de calcita (Fig. 4).

➤ *Basalto de Usno (López et al. 2014)*

Se sitúa en el sector más septentrional de la Sierra de Valle Fértil, cercano al pueblo de Usno. Los afloramientos identificados cubren un área reducida de casi 0,3 km² con un espesor aflorante cercano a los 5 m. El basalto constituye derrames fisurales que se disponen como coladas con bajo buzamiento y dirección noroeste sobre el basamento cristalino.

En base a las observaciones de campo se pudo distinguir dos niveles bien diferenciados: a) uno superior masivo, y b) un nivel inferior escoriáceo. Ambos niveles tienen coloración gris oscura y textura afírica, aunque el nivel inferior está fuertemente vesiculado y alterado por meteorización con importante pigmentación limonítica. Las vesículas son elípticas y redondeadas, siendo las primeras las más numerosas con diámetros que oscilan entre los 2 - 12 mm; por lo general se encuentran vacías aunque en ocasiones pueden estar parcial o totalmente rellenas por minerales secundarios.

El basalto tiene textura holocristalina inequigranular, está constituido por escasos fenocristales subhedrales de plagioclasa de hasta 3,5 mm de largo y por microfenocristales de olivino, plagioclasa y feldespato alcalino cuyos tamaños oscilan entre 0,37 y 0,75 mm. El olivino está presente como cristales euhedrales, muchos de ellos de tipo esquelético y con engolfamientos, totalmente alterado a iddingsita.

La matriz está conformada por tablillas (microlitos) suborientadas a orientadas de feldespatos ($\leq 0,1$ mm) cuya composición varía entre anortoclasa y sanidina, con oligoclasa subordinada, y por olivino de similares características que las de los microfenocristales.

La fábrica observada en el Basalto de Usno es indicativa de erupciones volcánicas superficiales y flujos de lava con un enfriamiento rápido.

El quimismo de este basalto indica un carácter alcalino y un origen asociado a magmatismo de intraplaca.

La edad radimétrica del basalto de Usno obtenida por el método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en roca total (López *et al.* 2015) de $238,1 \pm 0,4$ Ma corresponde al Triásico medio tardío (Ladiniano) (Fig. 4).

➤ *Basalto San Agustín (López 2014)*

El Basalto San Agustín se localiza a menos de 1 km al oeste de la villa de San Agustín del Valle Fértil, y a casi 4 km al este del borde oriental del *graben*, a lo largo de la falla normal de rumbo NNO. Abarca un área aproximada de $0,6 \text{ km}^2$ y se deposita en discordancia sobre el basamento cristalino. Las coladas subhorizontales ($<5^\circ$ de inclinación), tienen un espesor expuesto entre los 5 y 7 m.

Las características texturales y observaciones de campo permitieron dividir al basalto en dos niveles, uno inferior escoriáceo y uno superior masivo. El nivel inferior está altamente meteorizado y presenta pequeños nódulos de unos 5 cm de diámetro de la misma roca. El nivel superior está escasamente meteorizado y presenta juegos de diaclasas en diferentes direcciones predominando las subhorizontales. Muchas de las vesículas presentes se encuentran rellenas por minerales secundarios, mayormente calcita y minerales del grupo de las zeolitas. Se observó también la presencia de variolitas de tonalidad pálida, al igual que un fino bandeamiento de flujo.

Macroscópicamente, la roca es afírica y en superficie fresca su color es gris rojizo oscuro. Se pueden observar nódulos de óxidos de hierro y fenocristales de minerales máficos de hasta 1 mm de largo así como escasas tablillas de plagioclasas de menor tamaño.

Al microscopio, la roca tiene textura holocristalina inequigranular porfírica. La mineralogía es relativamente simple. Como fenocristales y microfenocristales domina el piroxeno, seguido del olivino, raramente se encuentra plagioclasa. La matriz está conformada por abundantes tablillas de plagioclasa y minerales opacos, además de los mencionados minerales máficos. Como mineral accesorio sólo se pudo observar apatito. Cerca del 80 % de la muestra corresponde a matriz y 20 % a fenocristales y

microfenocristales. Intersticialmente se observa feldespato alcalino y material criptocristalino no identificable (Fig. 4).

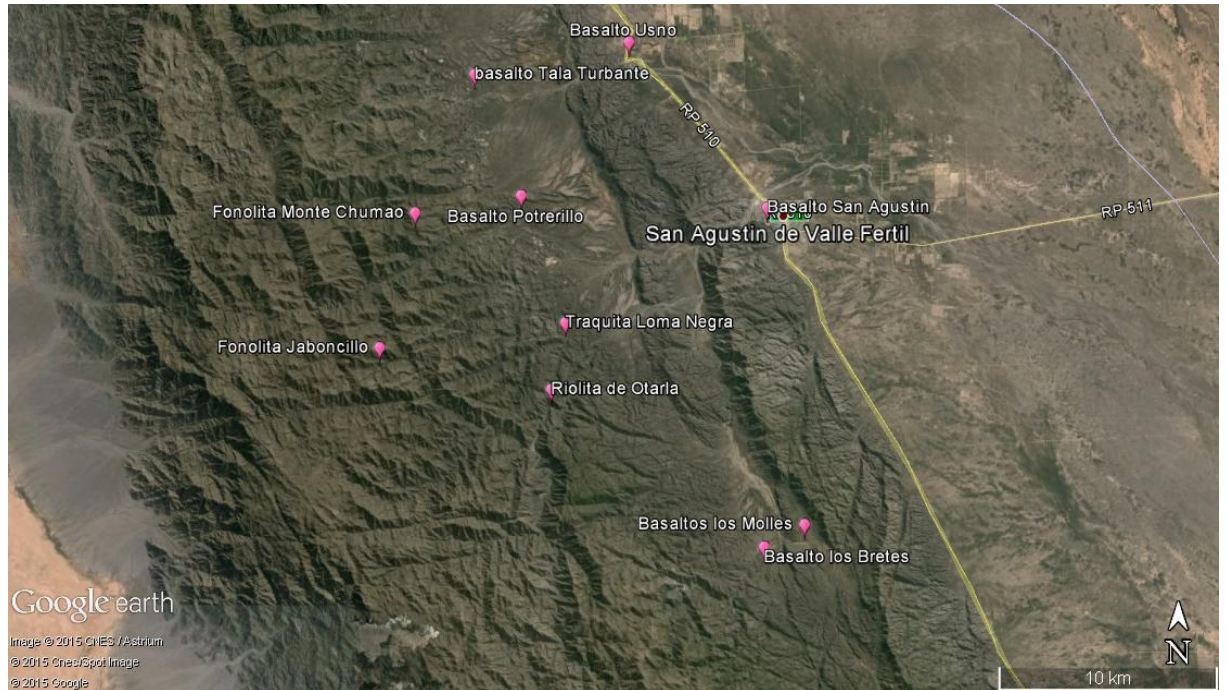


Figura 4: Imagen satelital falso color, extraída del software libre Google Earth Pro. Se observan los diferentes afloramientos mencionados anteriormente.

4.2. ESTRUCTURA

4.2.1. Estructura superficial (tomado de Previley 2013)

Entre los trabajos geológicos-estructurales que describen la estructuración de las Sierras Pampeanas de San Juan a escala regional, posiblemente los más significativos sean los de Jordan *et al.* (1983), Jordan y Almendinger (1986) y Baldi *et al.* (1990). A continuación se incluye una síntesis de las descripciones e interpretaciones contenidas en las publicaciones mencionadas:

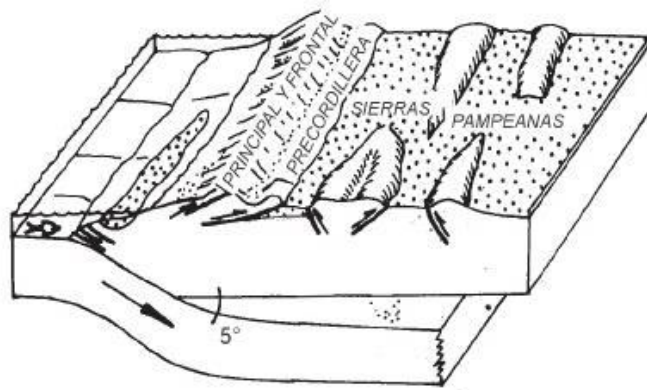


Figura 5: Provincias geológicas situadas en el segmento de subducción horizontal correspondiente a los 28° 33' S, provincia de San Juan (basado en Jordan *et al.* 1983).

Según Jordan *et al.* (1983) las provincias geológicas de Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas situadas a los 28° 33' S se ubican sobre el segmento de subducción plana de la placa de Nazca de acuerdo al esquema de segmentación de los Andes que prevaleció durante el Neógeno (Fig. 5).

De acuerdo con Baldi *et al.* (1990), desde el punto de vista estructural las Sierras Pampeanas de San Juan pueden definirse como bloques fracturados de basamento, con fracturas principales orogenéticas inversas ubicadas al poniente de los mismos, con vergencia al oeste y de alto ángulo en superficie, variando el mismo en profundidad hasta hacerse casi tangencial al Moho en las estructuras más profundas (Valle Fértil, Pie de Palo, Cerro Valdivia).

Según el esquema de Jordan y Almendinger (1986) las Sierras de La Huerta y Valle Fértil conforman un sistema de basamento fallado, con variabilidad de las fracturas que permiten distinguir los siguientes sectores: desde Marayes hasta la sección central de la Sierra de La Huerta se observa un progresivo ensanchamiento del modelo estructural caracterizado por fracturas escalonadas que tienen como frente estructural la megafractura de Valle Fértil, pudiéndosela considerar aquí ya como un corrimiento de basamento con horizontalización cercana a la discontinuidad de Mohorovicic. En los bloques doblemente fallados sus fracturas orientales, inversas, pueden resolverse como antitéticas de las fracturas principales de los mismos, las cuales tienen vergencia constante hacia el oeste.

El tramo central de la Sierra de La Huerta y el sector sur de Valle Fértil, entre los poblados de Chucuma y Astica, está caracterizado por bloques orogénicos cruzados por un haz de fracturas verticales subparalelas que conforman la faja de ruptura de la megafractura de Malazán y, al oeste de Pie de Palo, los sistemas de

Guayapa-Lima y Grande o del Molle. La Sierra de Valle Fértil en su tramo central hasta el Cerro Caballo Anca, está afectada en su flanco occidental por la megafractura homónima, a la que siguen hacia el este varias fracturas de corrimiento imbricadas, que limitan cordones montañosos como las Sierras de Elizondo y de Chávez.

Considerando lo expuesto anteriormente, los afloramientos de basaltos, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas se sitúan en zonas adyacentes a la importante falla longitudinal de dirección NNO que limita el margen oriental de la gran depresión interserrana. Las vulcanitas y cuerpos de composición fonolítica, traquítica y riolítica, no se relacionan a fracturas importantes visibles, emplazándose dentro del ambiente metamórfico.

Mirré (1976) señala que, a pesar de que los afloramientos son escasos y de superficie reducida, es posible suponer la existencia de una asociación volcánica alcalina continental no-orogénica. Este tipo de vulcanismo se asocia a grandes y profundas fracturas limitantes relacionadas a fosas de subsidencia (graben).

5. AFLORAMIENTOS DE FONOLITAS, TRAQUIFONOLITAS Y TRAQUITAS

Las características de yacencia, estructura y los rasgos petrográficos macro y microscópicos de los cuerpos de roca aflorantes en Monte Chumao (objeto de estudio), quebradas Jaboncillo (Fonolita Jaboncillo) y quebrada Loma Negra (Traquita Loma Negra) (Fig. 6), serán detallados en forma individual para poder efectuar luego la comparación y correlación de los mismos

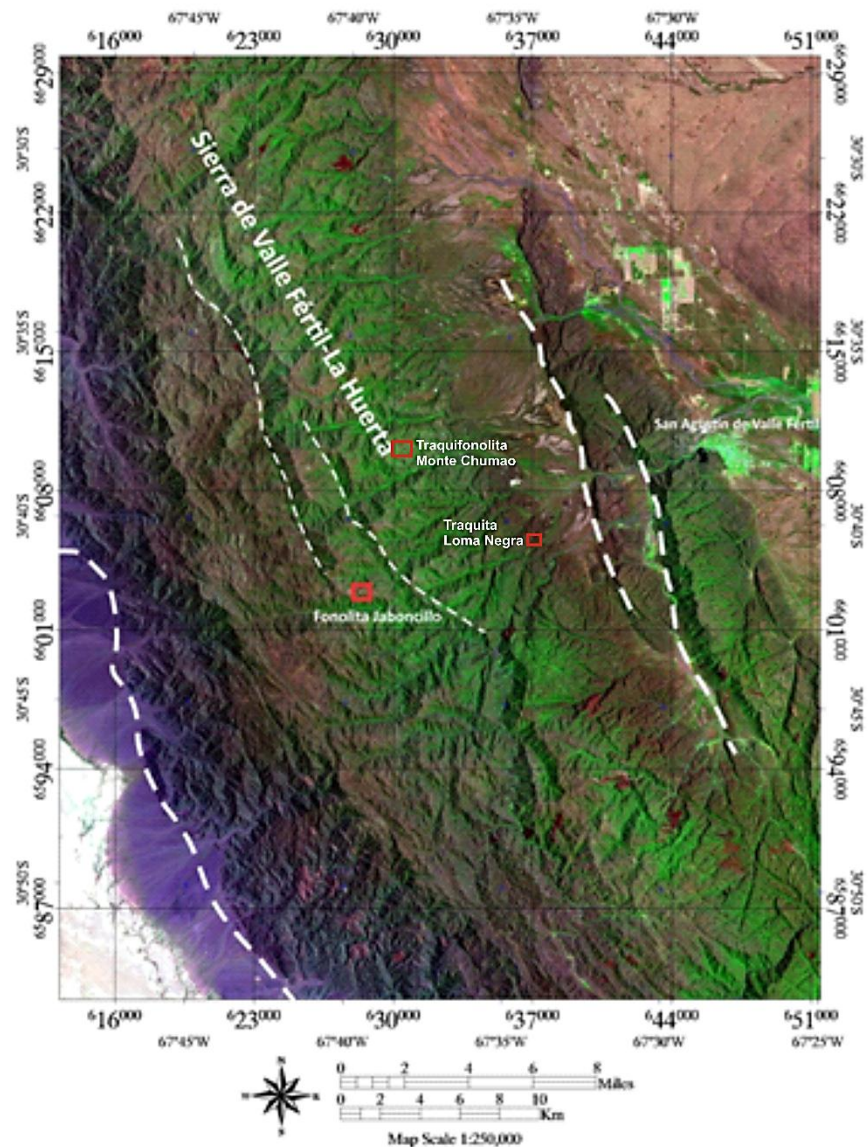


Figura 6: Imagen satelital Landsat 7, combinación de banda 742. Georreferenciación Posgar 94-WGS84. Sierra de Valle Fértil-La Huerta con los principales lineamientos (líneas discontinuas de color blanco). Ubicación de los afloramientos de las quebradas Jaboncillo, quebrada Loma Negra y entre las quebradas Rio Usno y Corral grande, Monte Chumao (recuadro rojo).

5.1. Fonolita Jaboncillo

La Fonolita Jaboncillo ($30^{\circ}41'27.24''$ S - $67^{\circ}39'36.84''$ O) se emplaza cerca de las nacientes de la quebrada homónima y a unos 26 km al oeste de la localidad de San Agustín (Fig. 6). Según Gómez (2015) el afloramiento tiene forma sub-circular en planta y cubre un área restringida de unos 40 m². Es un cuerpo en forma de domo dentro de una pared de confinamiento de brecha volcánica, que ha intruido al basamento cristalino (roca huésped o de caja), con contacto neto y frío entre ambas. A partir de las observaciones de campo y del estudio petrográfico, se plantea que dicho cuerpo de roca fue emplazado como un criptodomo, actualmente expuesto en superficie por actividad tectónica y procesos erosivos. Gómez (2015) distingue en la Fonolita Jaboncillo dos secciones bien diferenciadas: una inferior y una superior (Fig. 7).



Figura 7: Sección inferior: brecha volcánica; Sección superior: fonolita. Tomado de Gómez (2015)

SECCIÓN INFERIOR

La sección inferior, constituida por una brecha volcánica (Fig. 8), está compuesta por fragmentos de roca de caja (metagabros) y juveniles (fonolita). La distribución y tamaño de estos fragmentos es irregular, y los fragmentos juveniles están fuertemente alterados por procesos deutérico-hidrotermales. Además, se han identificado cavidades de diferente tamaño que habrían correspondido a clastos de fonolita que fueron removidos por procesos erosivos (Fig. 8a y d). La brecha

presenta un acuñamiento hacia el NE. También se ha observado, por sectores, diaclasamiento subvertical. Los espesores aflorantes más potentes de esta roca están ubicados en el flanco norte del cerro Horco Bola, nombre con el que también se conoce a este afloramiento (Fig. 8e).

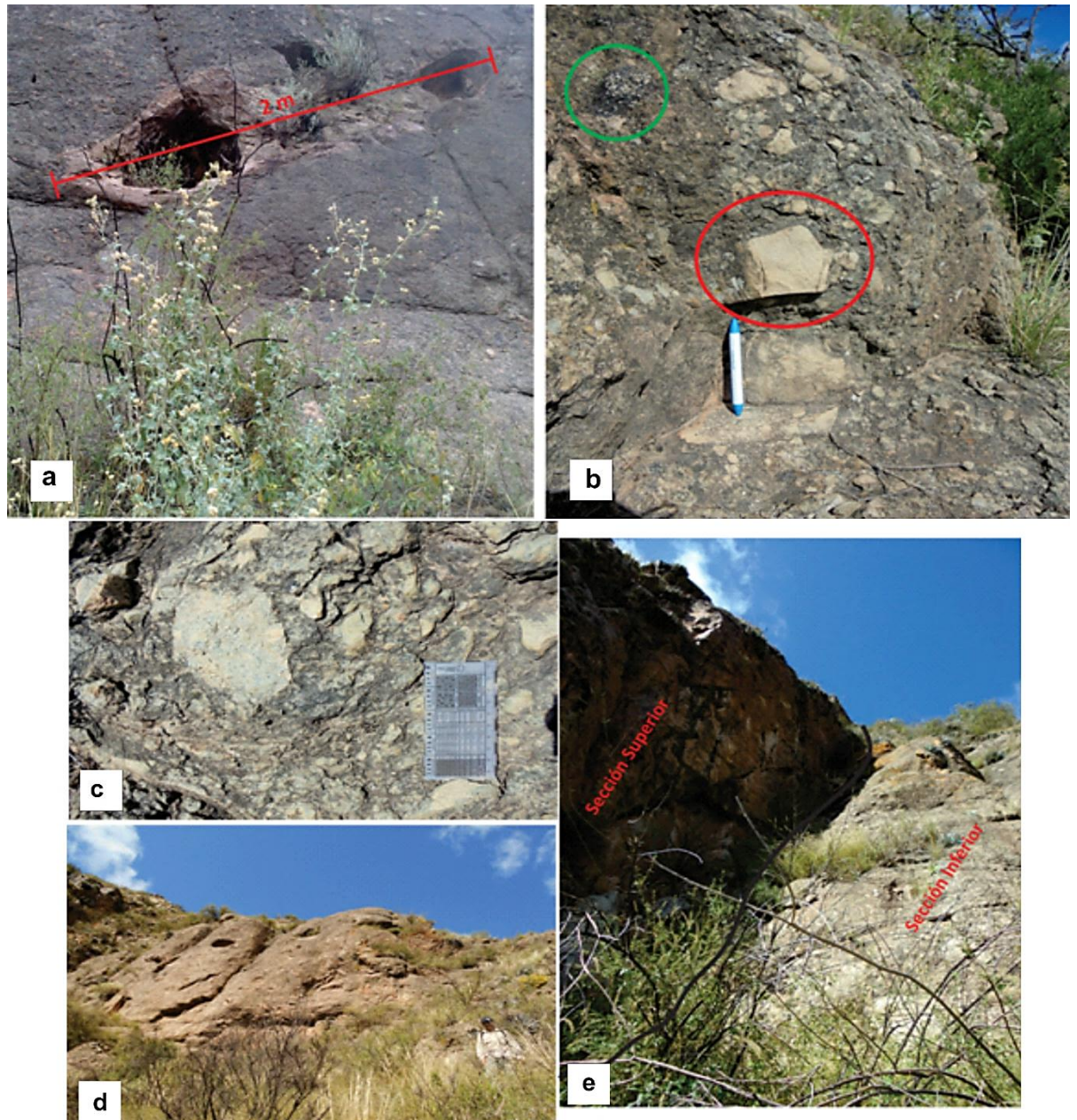


Figura 8: a) Cavity dejada por la remoción parcial de un gran fragmento de fonolita. b). Brecha volcánica matriz sostén, Círculo rojo; fragmento juvenil (fonolita), círculo verde; roca huésped (metagabro), c) Detalle de la brecha volcánica matriz sostén con fragmentos de tamaño heterogéneo, d) pared de brecha con cavidades elongadas dejadas por la remoción de clastos de fonolita, e) contacto casi vertical entre la brecha y la fonolita en el flanco norte del afloramiento. Tomado de Gómez (2015)

SECCIÓN SUPERIOR

La sección superior del afloramiento, que se dispone por encima de la brecha, corresponde a un conducto subvertical de composición fonolítica (Fig. 9a). La roca tiene textura porfírica y los fenocristales que la constituyen tienen normalmente orientación este-oeste, aunque también están dispuestos, por sectores, de manera vertical, lo que sugiere un incipiente bandeamiento de flujo. Algunos bloques caídos de fonolita muestran un diaclasado típico en forma de columnas de base pseudo-hexagonal (Fig. 9b), que podría interpretarse como una incipiente disyunción columnar.

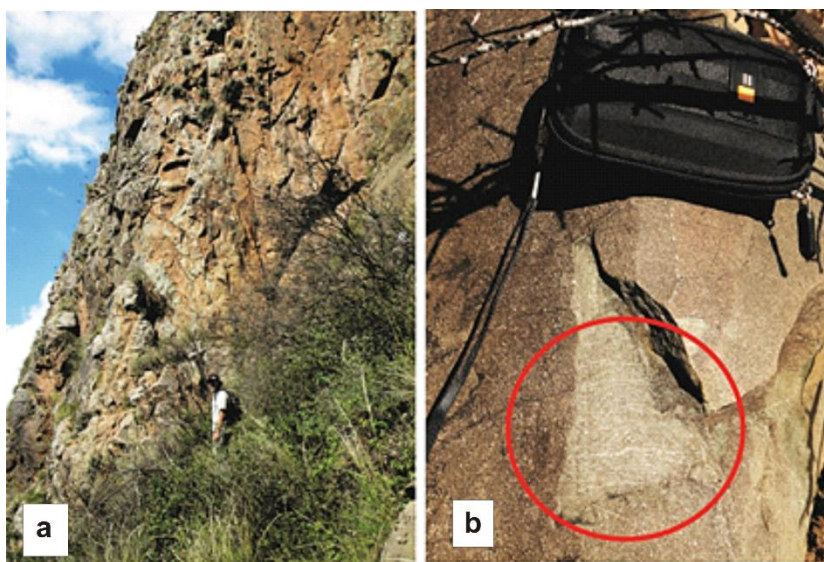


Figura 9: a) Pared subvertical de la sección superior (fonolita); b) bloque de fonolita con aparente disyunción columnar y líneas de flujo en un bloque de fonolita. Tomado de Gómez (2015)

El afloramiento está en contacto hacia el este-noreste con un depósito coluvial no cementado e indiferenciado constituido por bloques de basamento, fonolita y brecha (Fig. 10).



Figura 10: Deposito coluvial indiferenciado constituido por fragmentos de fonolita (círculo rojo) y de rocas de caja (círculo verde). Tomado de Gómez (2015)

5.2. Traquifonolita Monte Chumao:

La Traquifonolita Monte Chumao ($30^{\circ}38'8.04''$ S - $67^{\circ}38'38.01''$ O) está ubicada en el sector central de la Sierra de Valle Fértil a unos 7 km en línea recta al NE del afloramiento anterior, entre las quebradas del río de Usno y del Corral Grande, y a unos 16,5 km de la localidad de San Agustín (Fig. 6). El afloramiento tiene forma lenticular en planta y cubre un área aproximada de 250m^2 . Está emplazado sobre el basamento cristalino constituyendo la cima del Monte Chumao, el contacto entre ambas litologías es neto y frío. Este tipo de contacto indica que no hubo reacción o mezcla entre los materiales normalmente debido al estado muy viscoso de uno de ellos, en este caso del magma traquifonolítico. No hay evidencias de campo que indiquen procesos volcánicos explosivos o de gran efusividad como brechas, material piroclástico o presencia de vidrio volcánico. Dentro del cuerpo de traquifonolita se puede apreciar una diferenciación en cuanto a la orientación de los fenocristales.

En cuanto al modo de yacer de la Traquifonolita Monte Chumao (Fig. 11).se puede distinguir:



Figura 11: fotografía panorámica de la traquifonolita Monte Chumao, se puede observar el contacto inferido con el basamento.

La base del cuerpo traquifonolítico posee carácter macizo con tonalidad gris oliva a pardo grisáceo. Exhibe textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico cuyo tamaño varía entre 1 a 3,5 mm, en una pasta o matriz afanítica. Los fenocristales se disponen de forma aleatoria por lo que no indican dirección de flujo (Fig. 12-b).

El contacto con las rocas del basamento no es claramente visible ya que está cubierto por derrubio de la traquifonolita fragmentada en grandes bloques, algunos de los cuales superan los 2 metros. Al oeste del depósito aluvional se puede visualizar una zona de brecha de falla con un espesor aproximado de un metro, cuyos clastos angulosos son exclusivamente de traquifonolita con tamaño máximo de 30 cm cementados por una matriz calcárea (Fig. 13 a y b). Por debajo de la brecha se observan rocas pertenecientes al basamento. En la ladera sur del Monte Chumao se evidencian procesos de remoción en masa con deslizamiento cuesta abajo de un gran volumen de roca, aparentemente reciente, ya que los bloques de roca muestran cortes frescos y tonalidades grisáceas sin evidencia de algún tipo de alteración (Fig. 12c). En algunos clastos de los depósitos aluviales del río de Usno se puede ver el contacto neto y frío de la traquifonolita con rocas del basamento, no observándose fenómenos de reacción o tostación (Fig. 12d).



Figura 12: a-b) base del cuerpo traquifonolítico Monte Chumao. En b) se puede observar textura porfírica, c) ladera sur del Monte Chumao donde se pueden visualizar procesos de remoción en masa de actividad reciente, d) depósitos aluviales de traquifonolita cercanos al curso del río Usno.

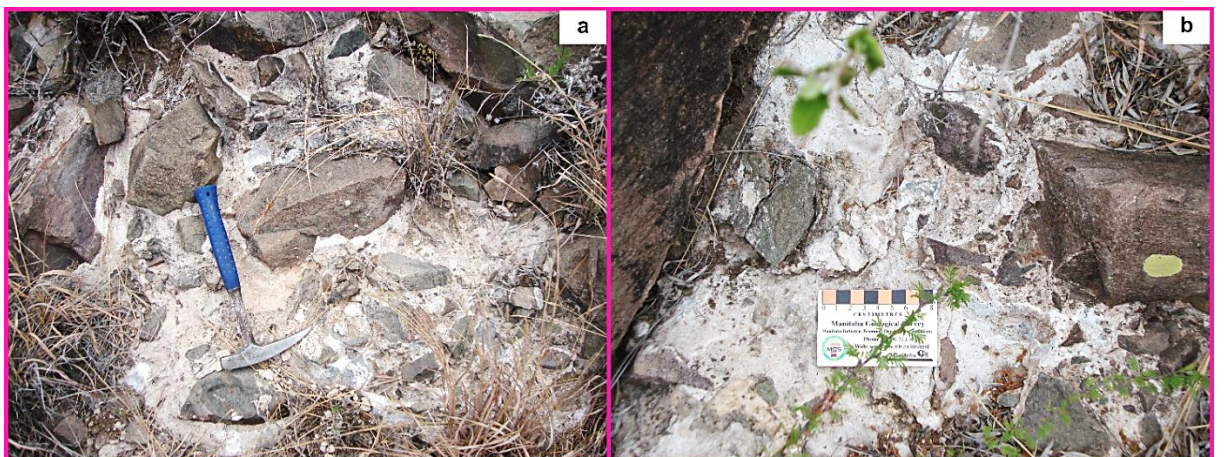


Figura 13: a) brecha de falla con clastos angulosos de traquifonolita, b) foto de detalle donde se observa la matriz calcárea envolviendo los clastos.

Hacia el techo presenta textura porfírica con fenocristales de feldespato con tamaños similares a los que se encuentran en la base del cuerpo, orientados en dirección suroeste evidenciado por líneas de flujo (Fig. 14a). La pasta o matriz es afanítica. Hay una diferenciación en cuanto al color que varía entre pardo a pardo rojizo. Además, se observa un marcado diaclasamiento vertical (Fig. 14b), constatándose en el campo que no se trata de disyunción columnar ya que no se presenta texturas de enfriamiento rápido ni formas hexagonales o prismáticas. El diaclasamiento se hace más prominente hacia el sector oriental del cuerpo, donde cabe destacarse un acentuado diaclasamiento horizontal que genera partición de grandes bloques cúbicos, estas estructuras generan mayor superficie de ataque facilitando una mayor alteración.



Figura 14: a) textura porfírica con fenocristales de feldespato y de minerales máficos que no superan los dos milímetros orientados en dirección suroeste indicando líneas de flujo, b) foto de detalle donde se puede observar el entrecruzamiento de diaclasas de la roca con espaciamiento y disposición continua.

5.3. Traquita Loma Negra:

En la quebrada Loma Negra, a unos 2 km de su desembocadura ($30^{\circ}40'51.57''\text{S}$ $67^{\circ}34'20.82''\text{O}$), se encuentra un dique de traquita alcalina finamente porfírica de unos 15 m de espesor, de color gris oliváceo, que intruye al basamento ígneo-metamórfico del Complejo Valle Fértil, según Mirré (1976).



Figura 15: contacto inferido entre la Traquita Loma Negra y basamento cristalino

6. PETROGRAFÍA

Como parte de los objetivos específicos de este trabajo se realizaron tres campañas de muestreo al área de estudio. Durante la primera se recolectaron muestras de cursos fluviales temporarios ya que fue imposible acceder al afloramiento. Posteriormente, en abril de 2014, se llevó a cabo una nueva campaña, durante la cual se logró llegar al afloramiento de interés y realizar el muestreo correspondiente. Finalmente, en una tercera campaña realizada en septiembre de 2015 se densificó y completó la toma de muestras.

Como tarea de gabinete, se realizó el análisis petrográfico preliminar a escala macroscópica con la utilización de estereomicroscopio (lupa binocular), y se seleccionaron las muestras más representativas para la realización de cortes delgados, que luego fueron observados y descriptos usando microscopio de polarización para luz transmitida. En algunas muestras se procedió a aplicar métodos de tinción con verde de malaquita, azul de metileno y/o cobaltinitrito de sodio, a fin de contribuir a la identificación de algunas especies minerales como feldespatoides y feldespato potásico.

Finalmente, se describieron las características mineralógicas y texturales de la roca que posibilitaron su clasificación, y se hizo un estudio comparativo con muestras de la Fonolita Jaboncillo y Traquita Loma Negra.

6.1. Petrografía-Traquifonolita Monte Chumao

La roca objeto de estudio presenta distintas tonalidades de acuerdo al grado de alteración, desde un color es verde oliva oscuro en las muestras más frescas (5Y 2/1) (Fig.16a), hasta un color rojo oscuro en las más alteradas (5R 4/3) (Fig.16b). Tiene textura porfírica con un 10 % de fenocristales de feldespato alcalino que se disponen orientados en una matriz afanítica (techo del cuerpo), mientras que las muestras correspondientes a la base del cuerpo carecen de orientación preferencial. Las muestras se encuentran ampliamente alteradas por minerales del grupo de las zeolitas, característica distintiva de este tipo de roca.



Figura 16: a) muestra de mano de traquifonolita de color verde oliva oscuro de la sección inferior del afloramiento, b) muestra de mano de traquifonolita color pardo rojizo de la sección superior.

A escala microscópica la roca tiene textura porfírica, con fenocristales de feldespato alcalino en una pasta fluidal (textura traquítica) (Fig. 17a y b). La textura traquítica evidencia el comportamiento viscoelástico del magma, término genérico para referirse a los fluidos que en sus propiedades contienen un elemento elástico junto al viscoso.

El reconocimiento de este comportamiento en lámina delgada se caracteriza por la orientación de los fenocristales inmersos en la pasta holocristalina la cual se deflecta en sus bordes (comportamiento elástico), los microlitos de la pasta siguen una orientación preferencial la cual se asemeja a microplegamiento (comportamiento viscoso). También se observan, por sectores, fenocristales que se encuentran agrupados dando por resultado una textura glomeroporfírica (Fig. 17 c y d).

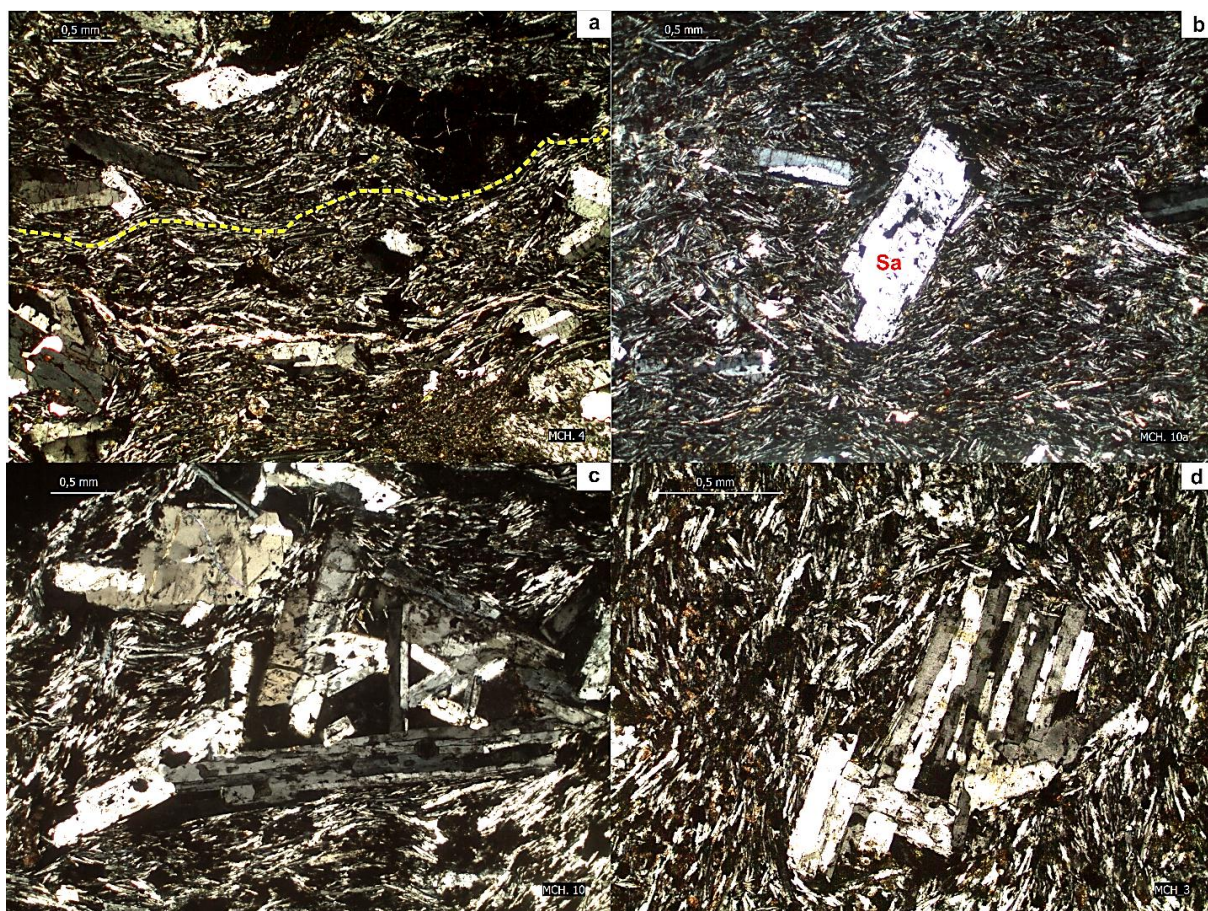


Figura 17: a) Fotomicrografía de la textura traquítica donde se observan fenocristales y microlitos de la pasta que siguen una orientación preferencial que se asemeja a un “microplegamiento”. La traza amarilla indica dicha disposición, b) Fotomicrografía de fenocristal de sanidina (Sa) envuelto por la matriz, en el cual los microlitos se deflectan, c-d) Fotomicrografías de textura glomeroporfírica con diferente estilo de agrupación. Todas las microfotografías con nicols cruzados (NX)

Presenta una mineralogía simple compuesta por fenocristales de sanidina en mayor proporción y de anortoclasa en menor medida, de formas ehedrales a subhedrales, y tamaños variables desde 0,5 a 3,3 mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, indicando reacción con la pasta. En la mayoría de los fenocristales de sanidina los planos de maclas son irregulares sugiriendo condiciones de desequilibrio de los mismos con el fluido o magma en el momento de la cristalización (Fig. 18a y b).

La anortoclasa presenta una combinación de maclas de Carlsbad y en enrejado o parrilla. Se visualizan maclas polisintéticas primarias ya que los planos son paralelos y continuos (Fig.18c), en algunas muestras de la traquifonolita se

presentan fenocristales inhomogéneos de anortoclasa cuya extinción anómala en “parches” indican procesos de disequilibrio (Fig. 18d).

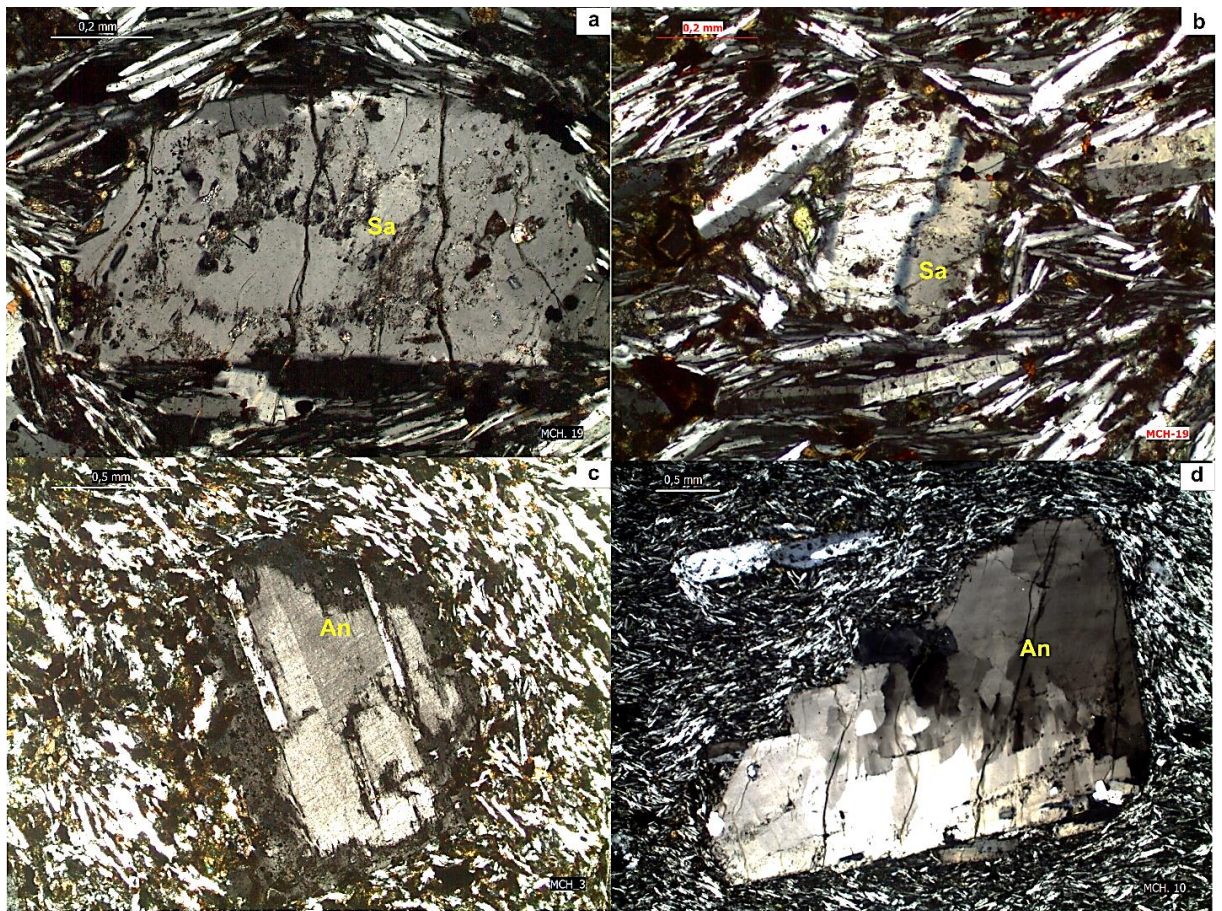


Figura 18: a) Fotomicrografía de fenocristal de sanidina (Sa) donde se puede visualizar textura cribosa hacia los bordes con inclusiones de minerales opacos, b) Fotomicrografía de fenocristal de sanidina (Sa) con macla de Carlsbad cuyo plano de macla se dispone de forma irregular, c) fotomicrografía de fenocristal de anortoclasa (An) con macla polisintética y en parrilla cuyos planos de macla son continuos lo que indica su naturaleza primaria, los bordes presentan textura cribosa, d) fotomicrografía de fenocristal inhomogéneo de anortoclasa (An) cuya extinción anómala en “parches” indican procesos de disequilibrio.

Cabe destacar algunos cristales con núcleos de anortoclasa y bordes de sanidina, como así también fenocristales de anortoclasa zonados cuyos sectores transicionales presentan intercrecimiento micropertítico tipo *flame* y los bordes con tendencia al subhedralismo tienen textura cribosa (Fig. 19).

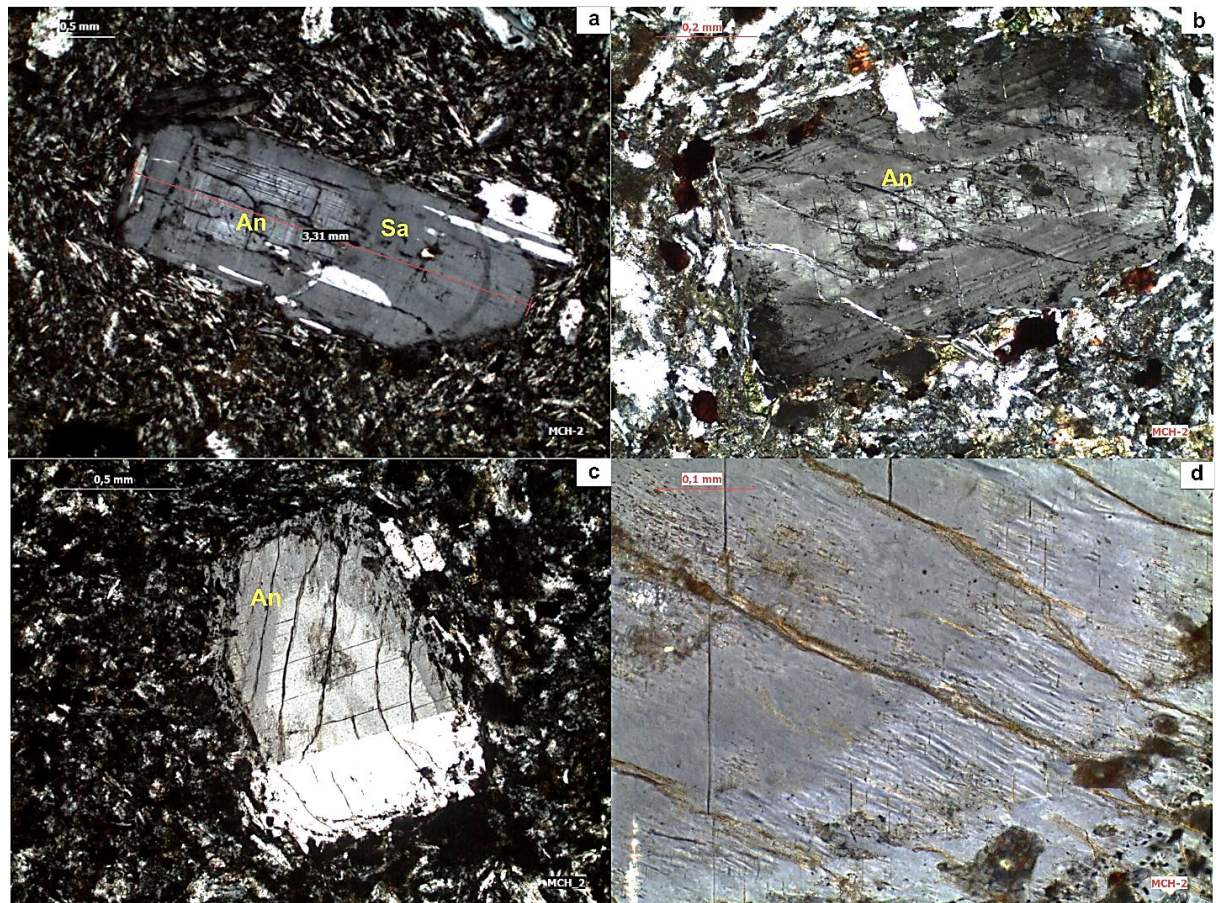


Figura 19: a) fotomicrografía de fenocristal cuyo núcleo es de anortoclasa (An) y bordes de sanidina (Sa), b) fotomicrografía de fenocristal de anortoclasa (An) el cual se encuentra zonado, c) fotomicrografía de fenocristal zonado cuyos bordes presentan textura cribosa, d) fotomicrografía de detalle donde se observa intercrecimiento micropertítico del tipo *flame*.

La matriz o pasta, con microlitos de hasta 0,05 mm, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina que en ciertos sectores presentan textura esferolítica, (Fig. 20a), subordinada egrina? anhedral, que en la mayoría de los casos se dispone en los bordes de minerales opacos (Fig. 20b y c). Se observan individuos anhedrales de pequeño tamaño, de tipo intersticial que corresponderían a nefelina ya que fueron reconocidas mediante el empleo de métodos de tinción con verde de malaquita o azul de metileno. La nefelina está en su totalidad alterada a minerales del grupo de las zeolitas dificultando de esta manera su reconocimiento (Fig. 20d). La textura esferolítica se forma por rápido enfriamiento y nucleación de

material en un magma que ha alcanzado una supersaturación en el componente cristalino.

Entre los minerales accesorios se observó apatito y minerales opacos.

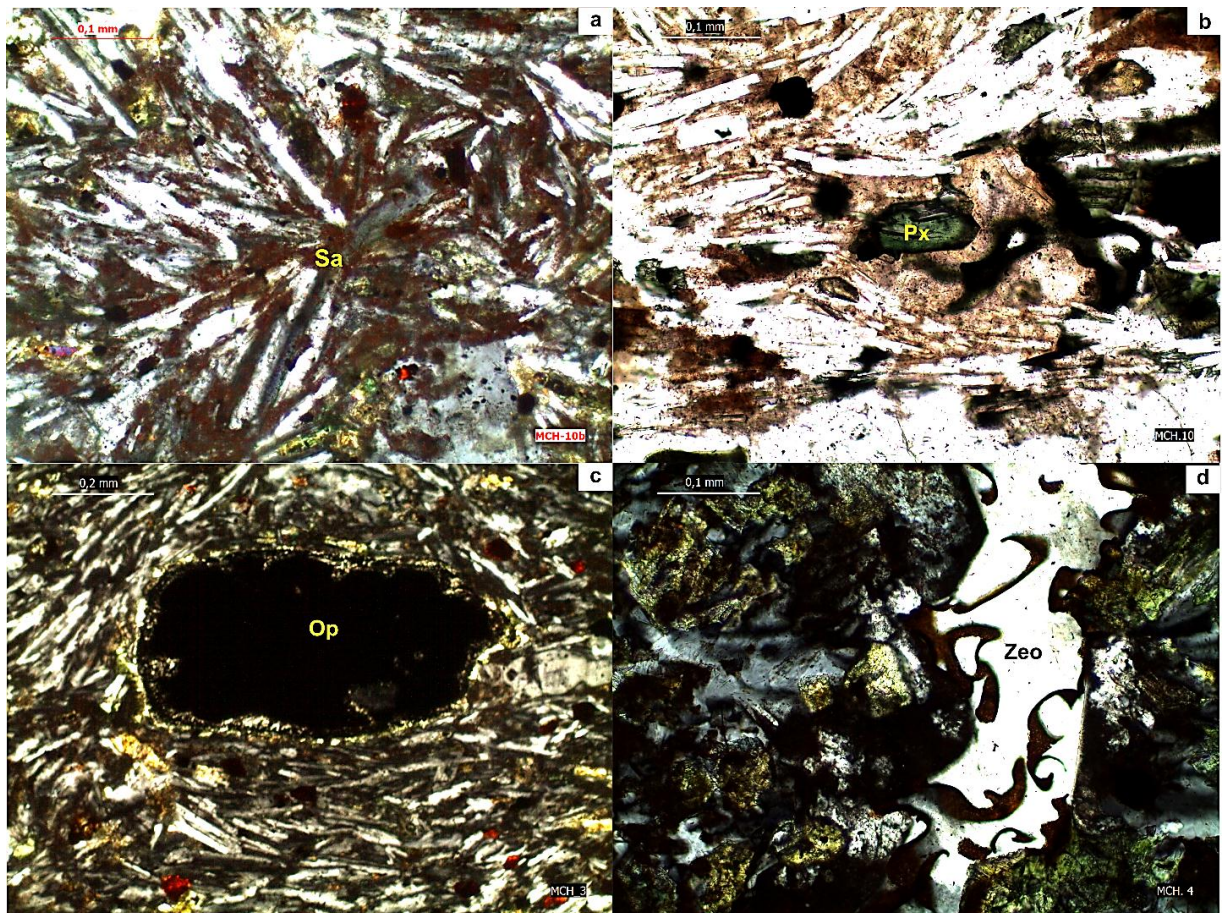


Figura 20: a) fotomicrografía de textura esferolítica en microlitos de sanidina (Sa) (NX), b) fotomicrografía de microfenocristal de piroxeno con zonación centrípeta (N/I), c) fotomicrografía de mineral opaco bordeado por piroxeno con habito fibroso (NX), d) minerales de alteración del grupo de las zeolitas (NX).

IDENTIFICACION DE MINERALES MEDIANTE TINCIÓN EN LÁMINA DELGADA (Heinrich 1965).

La tinción es un procedimiento muy extendido y usado para facilitar la identificación microscópica de minerales. Consiste en la coloración selectiva de los minerales, particularmente en lámina delgada, con anterioridad al análisis modal.

Las rocas silicatadas pueden teñirse sobre todo para distinguir entre nefelina-feldespato potásico y plagioclase. Así, por ejemplo, el feldespato potásico “escondido” intersticialmente en la matriz de los traquibasaltos o gabros sieníticos

puede resaltar rápidamente, como así también la mínima cantidad de nefelina intersticial en la pasta de las fonolitas se detecta fácilmente.

Para la muestra MCH4, se realizó el procedimiento de tinción utilizando soluciones de azul de metileno y verde de malaquita para resaltar la nefelina de los minerales del grupo de las zeolitas. En la lámina delgada con tinción de verde de malaquita, se pudo observar la nefelina totalmente alterada a zeolitas principalmente en la pasta o matriz, resaltada color verde intenso (Fig. 21).

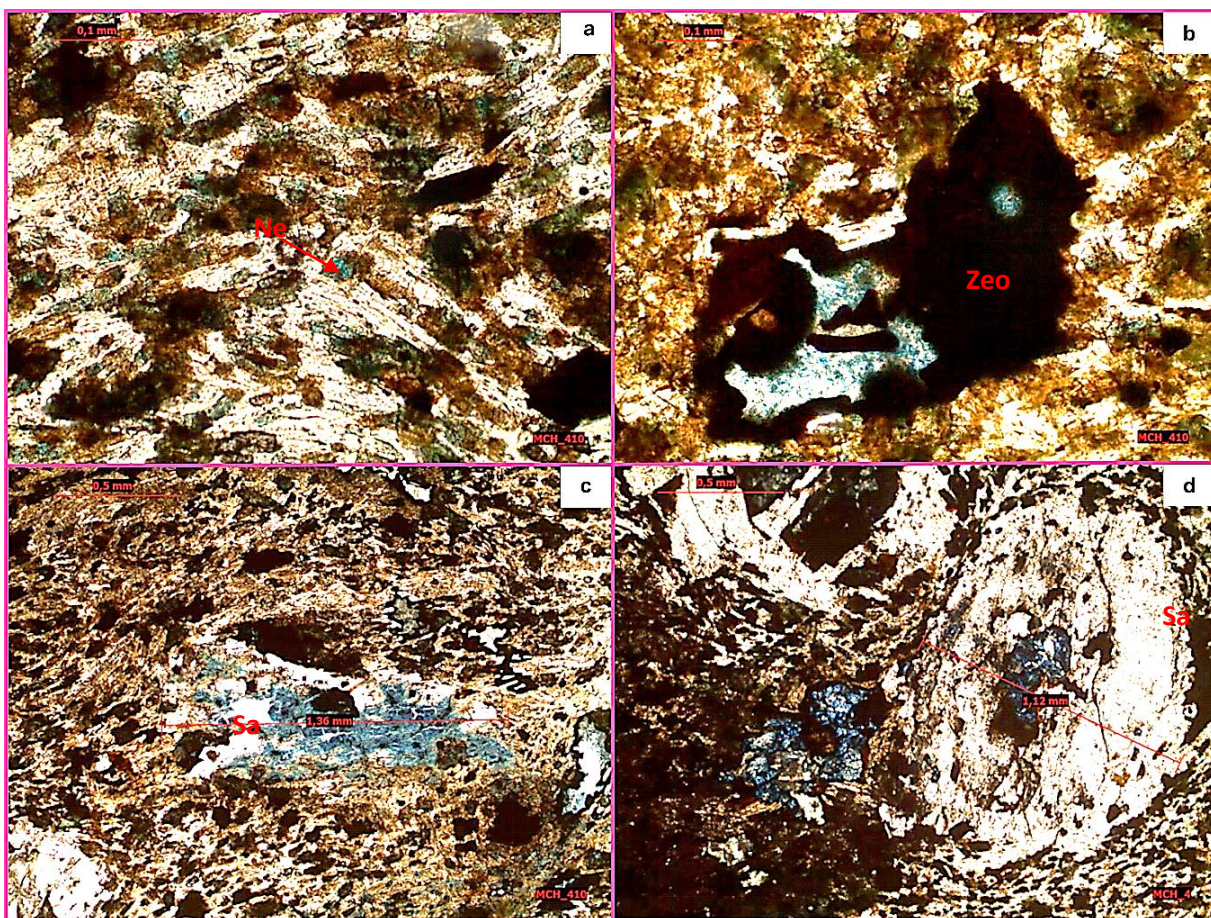


Figura 21: Fotomicrografías de tinción con verde de malaquita en muestra MCH-410 donde son reconocibles los pequeños cristales de nefelina que tienen coloración verde-azulada, b) Minerales del grupo de las zeolitas reconocibles por el método de tinción con verde de malaquita, c) Fenocristal de sanidina con alteración total a minerales del grupo de las zeolitas reconocibles por el método de tinción con azul de metileno, d) Fenocristal de sanidina, cuyo núcleo se encuentra alterado a minerales zeolíticos. Todas las fotomicrografías con nicols paralelos.

Además, se realizó el ensayo de tinción con cobaltinitrito de sodio en la muestra fresca MCH-10 y en las muestras alteradas MCH-2 y MCH-4 para resaltar el contenido de feldespato potásico. Las muestras reaccionaron al cobaltinitrito de sodio tiñéndose de color amarillo. La intensidad de dicha coloración depende de la

cantidad de potasio que tiene el mineral. Analizando la coloración e intensidad obtenida, y comparando con el quimismo de la roca, se pudo comprobar la presencia de feldespato potásico como mineral dominante en las rocas estudiadas.

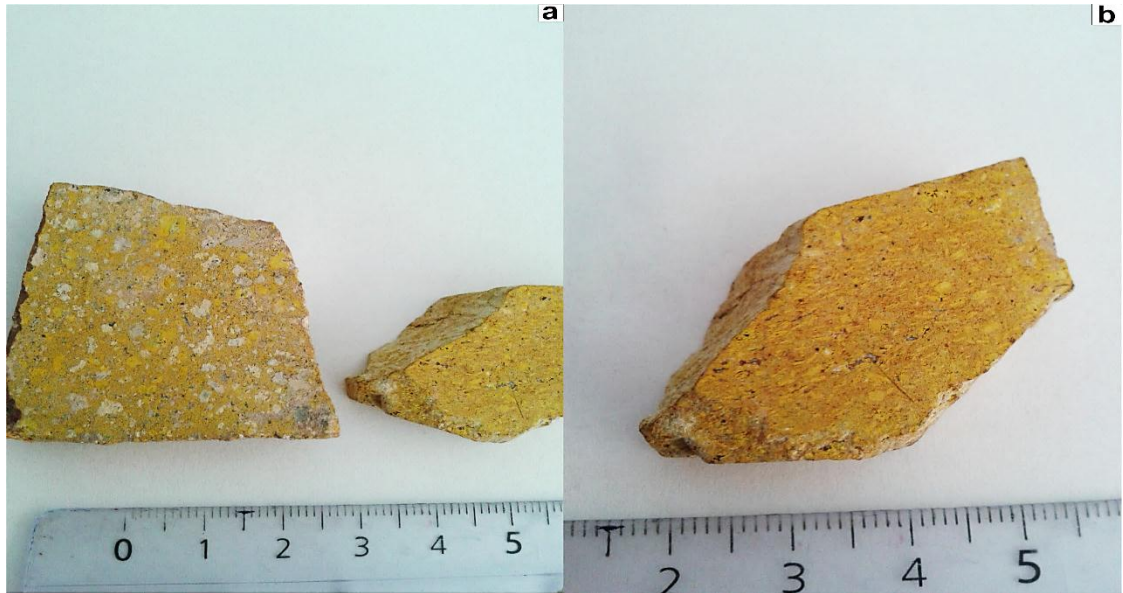


Figura 22: a y b) Tinción con cobaltinitrito de sodio en la muestra fresca MCH-10 y en las muestras alteradas MCH-2 para resaltar el contenido de feldespato potásico.

6.2. Petrografía-Fonolita Jaboncillo (tomado de Gómez 2015)

A los fines comparativos se incluye la descripción petrográfica de la Fonolita Jaboncillo.

Roca volcánica de color gris oliva claro (5Y 5/2) en corte fresco (Fig. 23.A), mientras que las más alteradas presentan color pardo amarillento claro (10YR 6/2) (Fig. 23.B). Tiene textura porfírica con fenocristales de feldespato alcalino orientados en una matriz o pasta afanítica. Ocasionalmente se observan escasas dendritas de manganeso en superficie.

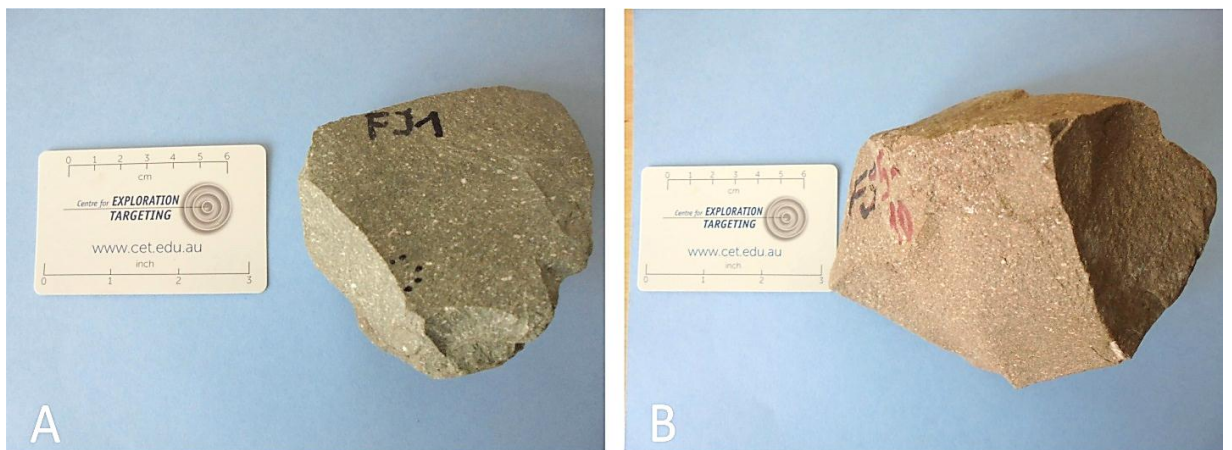


Figura 23: A) Muestra fresca de fonolita (FJ1), color gris oliva claro. B) Muestra alterada de fonolita (FJ5-10) de color pardo amarillento claro.

Al microscopio, la roca es holocristalina de textura porfírica seriada y matriz fluidal (Figura 24.a). También se observa, por sectores, textura glomeroporfírica y, en otros casos, textura esferolítica con un núcleo a partir del cual crecen los cristales de feldespato (Figura 24.B).

La mineralogía es simple, está compuesta por fenocristales de anortoclasa de formas subhedrales a euhedrales y tamaños que van desde 0,1 a 1,5 mm. Presentan una combinación de maclas de Carlsbad y en enrejado o parrilla (Figura 25 .A) típica del microclino, pero en este caso las láminas son más finas y el resultado es una extinción irregular (efecto *muaré*). Dichos fenocristales presentan intercrecimientos micro a criptopertíticos de albita. Además, se observan maclas en cuña y textura en cola de pez y de corbata de moño (*bow-tie texture*) (Fig. 24C y D). Algunos fenocristales de anortoclasa tienen alteración arcillososa y a calcita (Fig. 25 .B).

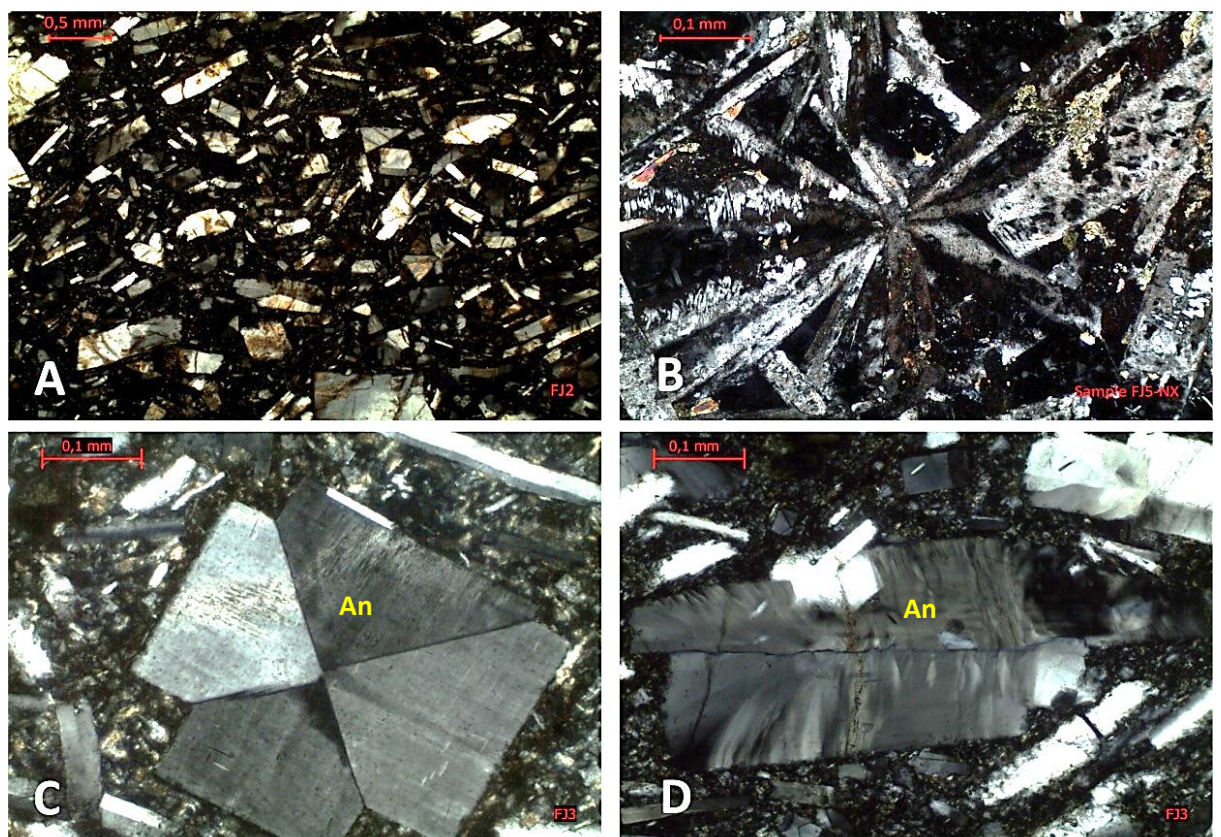


Figura 24: A) Textura porfírica con fenocristales y microfenocristales de anortoclasa orientados a suborientados; B) textura variolítica en fenocristales de feldespato; C) Macla en cuña en fenocristal de anortoclasa (An); D) Textura en cola de pez en fenocristal de anortoclasa (An). Todas las fotomicrografías con NX.

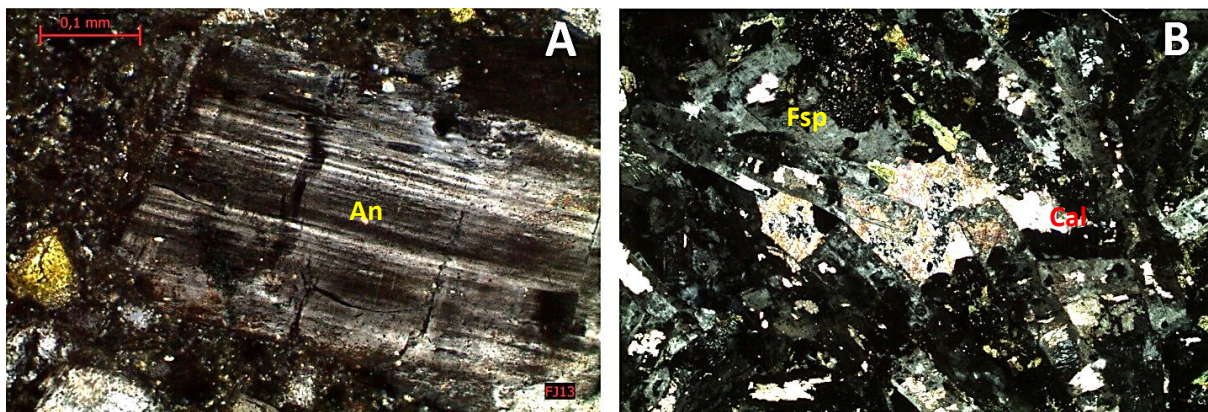


Figura 25: Fotomicrografías con nicols cruzados de: A) Fenocristal de anortoclasa (An) con macla en enrejado e intercrecimiento micropertítico; B) Fenocristales de feldespato (Fsp) con alteración a calcita (Cal) en los núcleos.

Como microfenocristales se identificaron feldespato alcalino (anortoclasa) y piroxeno. Este último corresponde a clinopiroxeno rico en Na (egirina) (Fig. 26A y B), el cual presenta zonación en reloj de arena (Fig. 26.C). Su color es verde oscuro, tiene fuerte pleocroísmo, forma ortogonal (en sección basal) y prismática. Se han identificado, además, microfenocristales de nefelina (Fig. 26D). El tamaño de los microfenocristales oscila entre 0,05 a 0,1 mm.

La matriz o pasta, con cristales de hasta 0,05 mm, está conformada por tablillas suborientadas de anortoclasa, egirina, minerales opacos y nefelina, normalmente euhedral y con leve anisotropía.

Como minerales accesorios se observó apatito, minerales opacos y zircón en cristales zonados de hasta 0,10 mm de largo. (Figura 27.A) y, entre los minerales secundarios se observaron los pertenecientes al grupo de las zeolitas (Figura 27.B) y calcita.

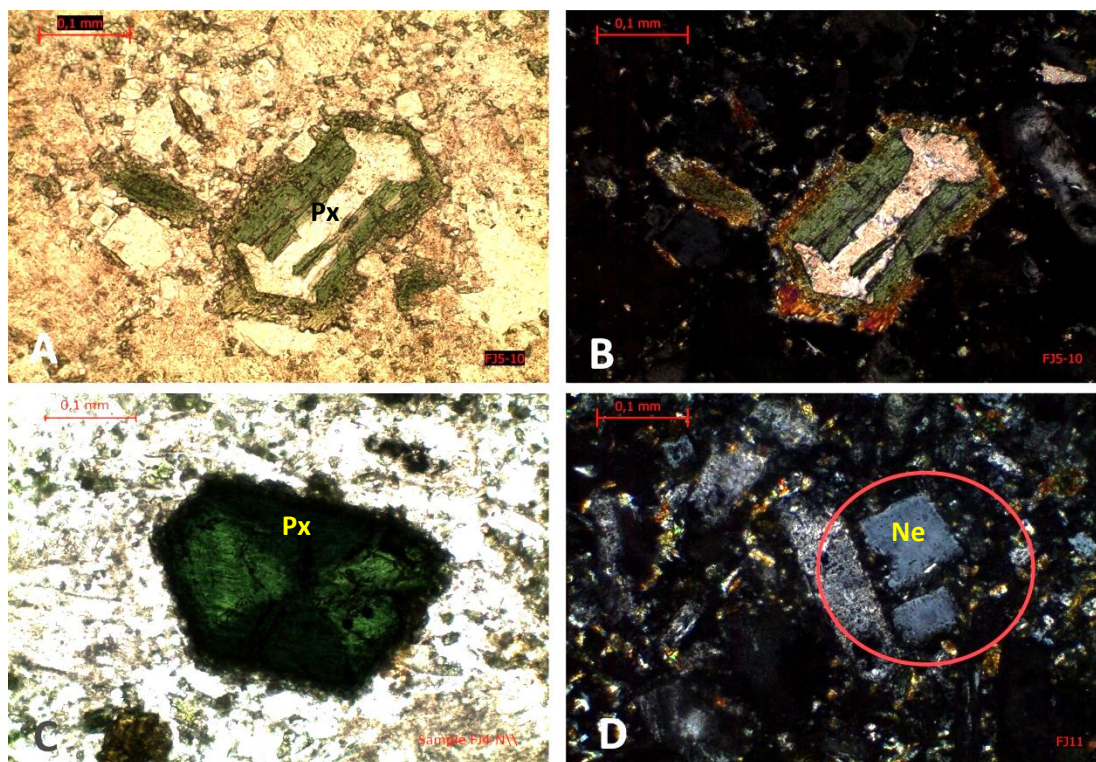


Figura 26: A-B). Microfenocristal de egirina (Px) (N// y NX, respectivamente); C) microfenocristal de egirina (Px) mostrando zonación en reloj de arena (N//); D) microfenocristales euhedrales de nefelina (Ne) en círculo rojo (NX).

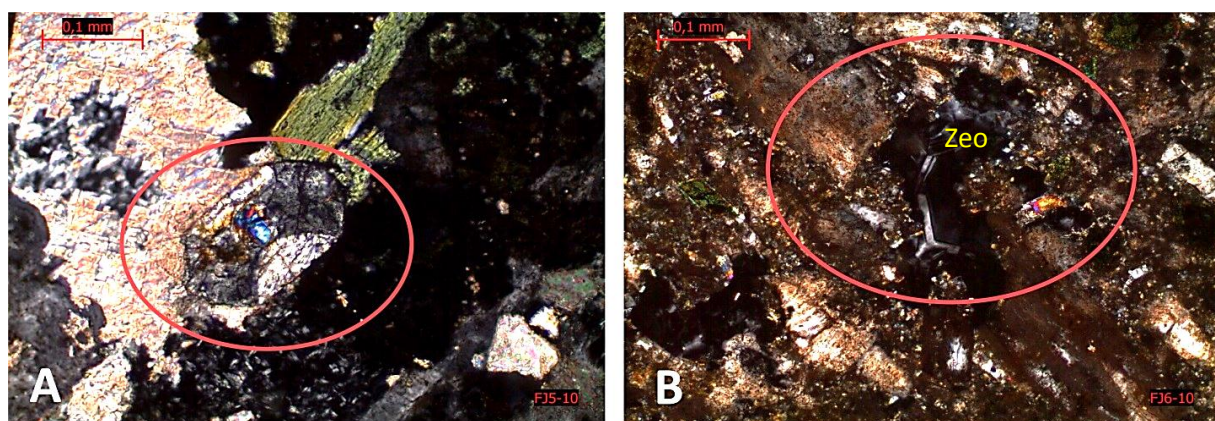


Figura 27: A) Cristal de zircón, microfracturado en fenocristal de egirina parcialmente alterado por calcita con zonación en reloj de arena (NX); B) minerales secundarios del grupo de la zeolita relleno de cavidades (NX).

Para la muestra FJ3-10, se realizó el procedimiento de tinción utilizando una solución de azul de metileno y verde de malaquita.

En la lámina delgada con tinción de verde de malaquita se pudo observar la nefelina resaltada con un color verde intenso principalmente en la pasta o matriz.

La lámina delgada con tinción de azul de metileno muestra a la nefelina con una coloración azul intensa, principalmente en la matriz o pasta (Fig. 28). Además,

con esta técnica, pudo revelarse una estructura zonal en este mineral, puesto que las partes sin teñir son más ricas en SiO_2 .

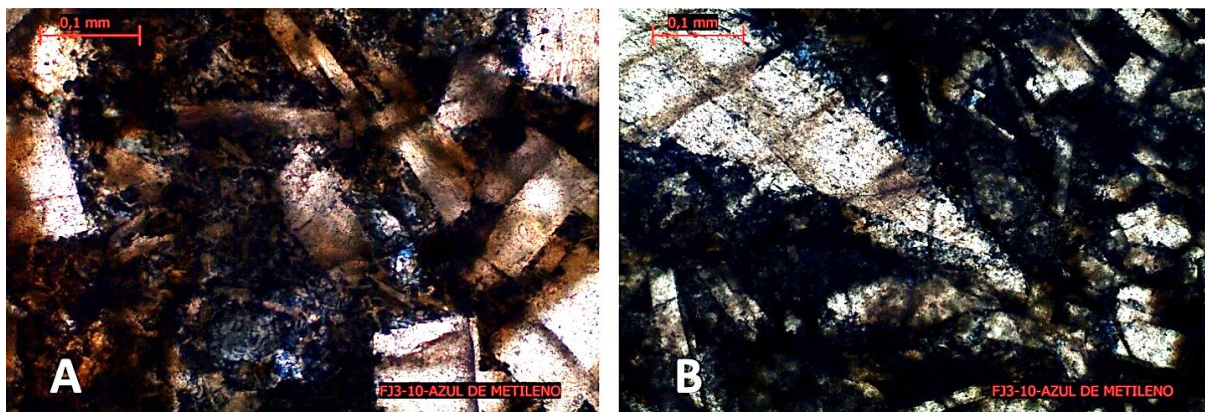


Figura 28: –A y B) Fotomicrografías con nicols cruzados de la muestra FJ3-10 luego del ensayo de tinción utilizando una solución de azul de metileno.

Además, se realizó un ensayo de tinción con cobaltinitrito de sodio en la muestra fresca FJ2 y en las muestras alteradas FJ5-10 y FJ11-2014, para resaltar el contenido de feldespato potásico. Las muestras reaccionaron al cobaltinitrito de sodio tiñéndose de color amarillo.

6.3. Petrografía-Traquita Loma Negra:

Finalmente a los fines comparativos se incluye la descripción petrográfica de la Traquita Loma Negra.

Mirré (1976) describe petrográficamente como una roca formada por abundantes fenocristales de anortoclasa criptoperítica ($\text{Ab}_{60}\text{Or}_{40}$), de hábito tabular, algo reemplazada por analcima o material microcristalino no identificable, y por egrina que tiende a presentarse como individuos con tendencia subofítica respecto al feldespato. La pasta está formada por pequeños individuos de feldespato incluidos en una mesostasis probablemente zeolítica de color pardo claro.

La observación preliminar de muestras de mano recolectadas en la campaña de mayo de 2014, permite caracterizarlas como rocas de color rojo grisáceo (10R 4/2) (Fig. 29b) las cuales presentan un mayor grado de alteración y las muestras más frescas exhiben color marrón oscuro amarillento (10 YR 2/2) (Fig. 29a), con textura porfírica con un 20 % de fenocristales de feldespato alcalino y minerales máficos que se disponen aleatoriamente en una matriz afanítica. La observación microscópica revela gran similitud textural y composicional con la Traquifonolita Monte Chumao.

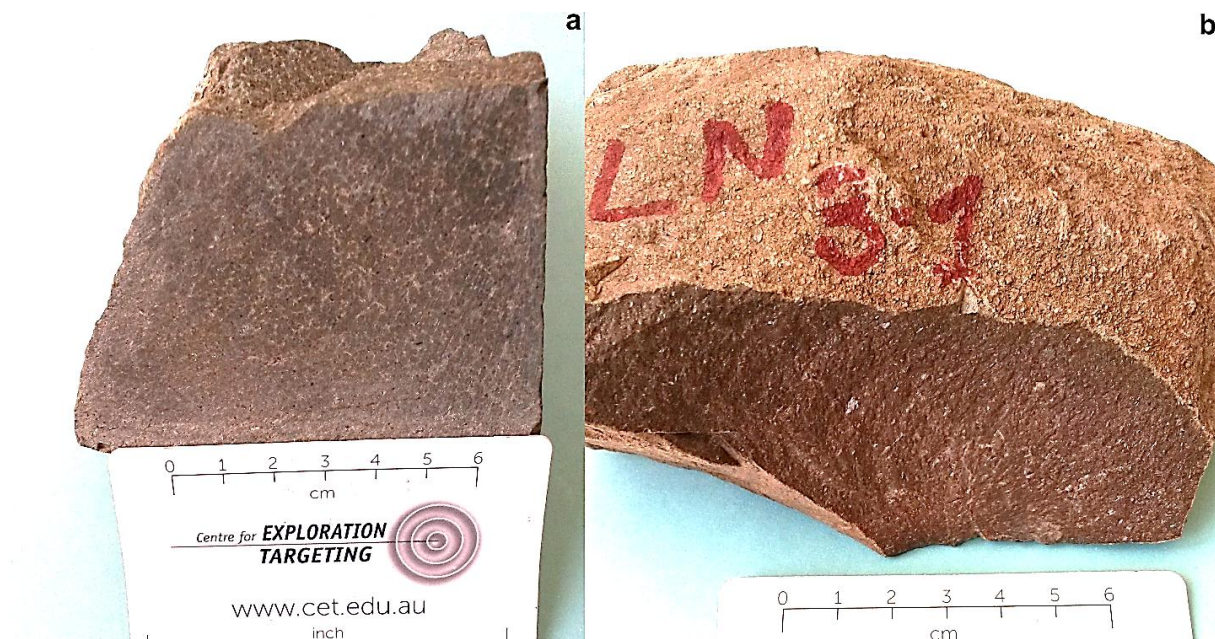


Figura 29: a) muestra de mano fresca de Traquita Loma Negra de color marrón oscuro amarillento, b) muestra de mano de Traquita Loma Negra alterada de color rojo grisáceo.

La roca es holocristalina de textura traquítica porfírica (Fig. 30a) La mineralogía es simple, está compuesta por fenocristales de anortoclasa de formas subhedrales a euhedrales y tamaños que no superan los 1,5mm. Presentan una combinación de maclas de Carlsbad y en enrejado o parilla. Además, se observan maclas acuñadas (Fig. 30d) y de corbata de moño (*bow-tie texture*) (Fig.30b). Algunos fenocristales de anortoclasa tienen alteración arcillosa y a calcita.

La matriz o pasta, con microlitos de hasta 0,01 mm, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, subordinado piroxeno anhedral (egirina?) que en su mayoría se dispone en los bordes de minerales opacos (Fig. 30c). La pasta se encuentra en su totalidad alterada a minerales del grupo de las zeolitas.

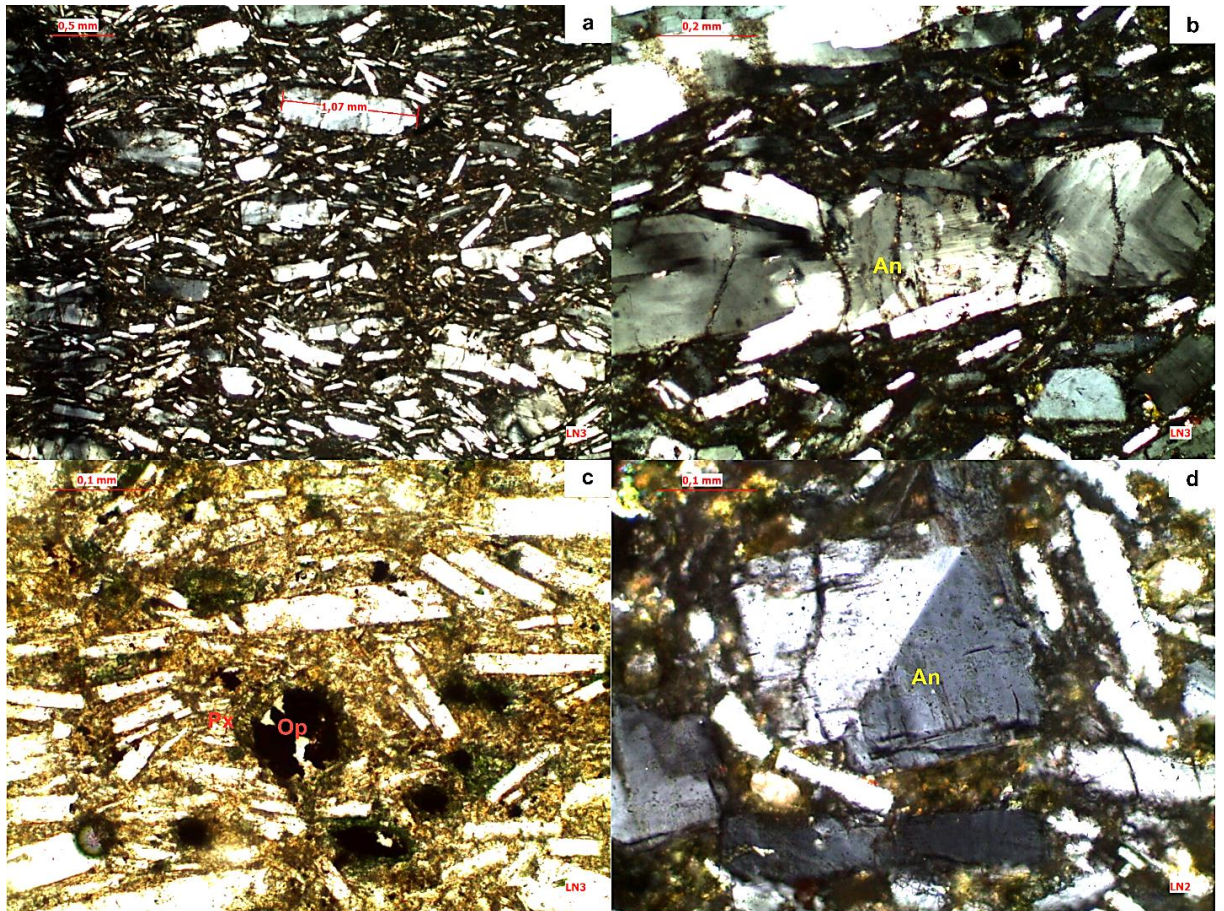


Figura 30: a) Textura porfírica seriada y matriz traquítica, b) Fenocristal de anortoclasa (An) orientado, presenta planos de macla polisintéticos primarios, planos de maclas acuñados y textura corbata de moño (*bow-tie texture*), c) Egirina (Px) anhedral, la cual se dispone en los bordes de minerales opacos, d) Fenocristal de anortoclasa (An) con macla de penetración en cuña.

7. GEOQUÍMICA

Los resultados de los análisis químicos de roca total de siete muestras correspondientes a la Traquifonolita Monte Chumao (muestras MCH4, MCH5, MCH10, MCH10-1, MCH10b, MCH12, MCH19), cuatro muestras de la Fonolita Jaboncillo (muestras FJ2, FJ3, FJ10-20, FJ11-20), dos muestras correspondientes a la Traquita Loma Negra (LN2, LN3-2) y cuatro muestras de la Traquita La Aguadita (LA7, LA12-2, LA12-3, LA12-4), fueron proporcionados por el laboratorio ALS Chemex, Canadá, a partir de los métodos de ICP-MS (Plasma de acoplamiento inductivo-espectroscopía de masas) y ICP-AES (Plasma de acoplamiento inductivo-espectrometría de emisión atómica). El procesamiento de los datos fue realizado mediante el software IGPET 2014 y tuvo como objetivo de determinar el comportamiento geoquímico de estas litologías y realizar una comparación de las mismas, cabe destacar, que las muestras de la Traquita la Aguadita es considerada para determinar los contrastes geoquímicos con las rocas objeto de este estudio.

En la tabla 1 se presentan los resultados de los óxidos mayoritarios expresados en porcentaje en peso; y en la tabla 2 los correspondientes a los elementos traza y tierras raras expresados en partes por millón (ppm).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI 1000
LA7	66,6	15,95	2,7	0,47	0,09	7,35	4,48	0,002	<0,01	0,109	0,019	0,003	0,005	0,44
LA12-2	66,5	15,75	2,56	1,22	0,08	7,21	4,44	<0,01	0,02	0,09	0,01	<0,01	<0,01	1,05
LA12-3	66,8	16,1	2,7	0,84	0,03	7,3	4,42	<0,01	0,02	0,07	0,07	<0,01	<0,01	0,73
LA12-4	69,1	15,5	2,76	0,36	0,09	7,22	4,35	0,01	0,02	0,11	0,14	0,01	<0,01	0,53
LN2	59	18,65	4,1	1,63	0,17	7,43	4,92	0,002	0,02	0,213	0,021	0,003	0,007	3,98
LN3-2	59,2	18,75	4,08	1,05	0,12	7,48	4,84	<0,001	0,02	0,15	0,025	0,006	0,002	2,36
FJ2	58,6	18,95	3,83	0,96	0,18	9,04	4,62	<0,01	0,03	0,22	0,01	0,01	<0,01	2,01
FJ3	59,7	19,15	3,77	0,84	0,09	9,37	4,73	<0,01	0,02	0,2	0,01	<0,01	<0,01	1,46
MCh4	58	18,8	6,32	1,86	0,34	6,84	5,55	<0,01	0,18	0,18	0,14	0,02	0,03	2,7
MCh5	57,2	18,5	5,81	2,03	0,24	6,81	5,3	<0,01	0,16	0,17	0,14	0,02	0,03	2,6
MCh10	57,1	19	5,86	1,57	0,22	7,35	5,52	<0,001	0,15	0,157	0,122	0,018	0,026	1,23
MCh10b	55,8	18,6	5,76	1,57	0,26	7,12	5,73	<0,001	0,14	0,153	0,126	0,016	0,022	2,74
MCh10-1	55,9	18,55	5,92	2,16	0,28	6,64	5,23	0,01	0,15	0,16	0,12	0,02	0,03	3,23
MCh12	54,8	18,45	5,96	1,66	0,2	7,22	5,23	0,01	0,15	0,15	0,1	0,02	0,03	4,24
MCh19	57	18,9	5,96	1,66	0,45	6,21	5,5	0,01	0,16	0,19	0,12	0,03	0,03	2,74
FJ10-20	58,8	18,95	3,78	0,81	0,09	8,69	4,49	<0,01	0,04	0,2	0,06	<0,01	<0,01	5,02
FJ11-20	59,2	18,9	3,8	0,76	0,05	9,12	4,28	<0,01	0,03	0,2	0,05	<0,01	<0,01	4,42

Tabla 1. Análisis químicos de óxidos mayoritarios y minoritarios expresados en % en peso.

Sample	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd
LA7	22	207	0,7	50	0,28	14,3	9,88	0,63	56,7	11,9	32,4	2,99	105	1,63	3	211	65,4
LA12-2	28,8	196	0,8	<10	0,15	17	11,6	0,88	55,7	14	32,8	3,66	88	1,79	<2	202	63,6
LA12-3	22	243	0,6	<10	0,14	25,8	18,1	1,22	57,1	21,3	47,7	5,49	110	2,87	<2	231	80
LA12-4	26,7	248	0,7	50	0,22	21	14,1	1,06	58,3	16,9	46,1	4,32	181	2,11	<2	185	77
LN2	14,1	227	0,8	40	8,31	8,51	5,21	0,76	42,4	8,3	30,9	1,66	127	0,81	6	152	63,6
LN3-2	57,9	233	0,9	40	5,95	10	5,89	0,92	43,4	8,66	31,6	1,81	135	0,73	10	178	69,8
FJ2	17,9	264	0,5	<10	9,62	11,9	6,77	1,06	50,4	11,7	41,4	2,4	144	1,03	15	223	86,4
FJ3	15,6	263	0,5	20	8,24	12	6,73	1,1	51,4	11,4	40,7	2,28	140	0,97	17	215	85,9
MCh4	256	140,5	1,9	<10	0,83	5,81	3,27	1,54	28,4	6,16	14,8	1,04	78,7	0,45	4	113	49,3
MCh5	232	132,5	1,6	<10	0,9	5,59	2,66	1,63	28	5,69	14,8	0,98	75,8	0,41	3	108	47,4
MCh10	248	152,5	1,9	40	0,68	5,24	2,94	1,51	31	5,72	15	0,91	82,8	0,4	5	112	48,8
MCh10b	238	141	1,9	40	1,08	4,46	2,4	1,51	29,1	5,47	15,4	0,81	80,9	0,38	4	112	48,3
MCh10-1	235	158,5	0	20	1,1	6,26	3,17	1,48	36,1	6,56	15,6	1,13	83,4	0,41	0	171	50,5
MCh12	241	143,5	0	20	0,81	5,82	3,39	1,51	32,6	5,7	16,5	1,04	82,6	0,45	0	116	49,1
MCh19	256	146,5	0	30	0,9	5,28	2,72	1,45	33,9	5,42	15,6	0,99	81,4	0,41	0	116	50,2
FJ10-20	25,8	267		20	11,7	12,2	7,32	0,99	50,4	12,7	43,1	2,36	152	1,02		230	92
FJ11-20	15,5	266		20	11,9	12,1	7,27	0,91	50,4	12,3	42,4	2,43	149	1,01		221	91,3
Sample	Pb	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr	
LA7	19,7	259	12,95	29	7	30	2,01	55	<0.5	1,67	6,63	22	3	100	12,2	982	
LA12-2	18,7	228	12,9	32	11	31,5	2,47	50	<0.5	1,83	7,51	7	2	116	12,4	998	
LA12-3	23,7	208	18,65	31	11	30,2	3,77	50	<0.5	2,81	11,1	11	2	182	18,9	1580	
LA12-4	26,9	193	14,95	39	83	41,9	2,96	64	<0.5	2,19	5,22	10	2	139	14,9	1380	
LN2	20,5	197	10,35	14	33	15	1,4	42	<0.5	0,79	9,36	24	4	51,4	5,34	1400	
LN3-2	22,3	207	11,6	16	51	14	1,53	39	<0.5	0,81	9,19	14	5	57,5	5,42	1480	
FJ2	26,7	242	13,95	19	53	21,3	1,88	53	0,5	0,99	14,2	<5	4	65,9	6,63	1690	
FJ3	26,6	245	14,25	19	18	21	1,9	50	<0.5	0,99	14,3	<5	5	65,8	6,8	1670	
MCh4	15,1	64,2	8,17	9	192	8,5	0,93	11	<0.5	0,4	0,71	<5	4	30,6	3	762	
MCh5	14,4	63,6	7,22	8	178	7,9	0,93	10	<0.5	0,37	0,43	<5	5	27,2	2,76	725	
MCh10	14,4	73,6	8,09	6	163	8,1	0,87	8,7	<0.5	0,43	0,99	23	2	28,8	2,68	778	
MCh10b	14,4	77,1	8	6	153	7,6	0,82	11	<0.5	0,41	1,3	18	3	25,2	2,84	742	
MCh10-1	14,7	70,2	7,89	7	171	7,6	1,05	10	0	0,5	0,33	<5	2	31	2,75	739	
MCh12	14,2	70,8	7,36	6	144	7,4	0,92	12	0	0,53	2,19	8	2	31,4	3,11	770	
MCh19	14,4	76,6	7,48	6	206	7,5	0,92	8,2	0	0,45	0,35	7	1	26,2	2,8	687	
FJ10-20	26,6	224	14,15	18	26	18,8	2,09	53		1,15	14,3	13	3	70,5	7,13	1870	
FJ11-20	26,7	214	15,05	18	21	18,7	1,98	51		1,08	14,9	9	3	69,4	7,22	1880	

Tabla 2: Análisis químicos de elementos traza y tierras raras en partes por millón (ppm).

Se calcularon además las relaciones entre elementos traza incompatibles (Nb/Zr; Ce/Zr; La/Zr), que se observan en la tabla 3 para poder determinar una posible contaminación cortical del magma.

Sample	Nb/Zr	Ce/Zr	La/Zr
LA7	0,2148	0,2107	0,1069
LA12-2	0,2024	0,1963	0,0881
LA12-3	0,1462	0,1537	0,0696
LA12-4	0,134	0,1797	0,1311
LN2	0,1082	0,1621	0,0903
LN3-2	0,1202	0,1574	0,0908
FJ2	0,1319	0,1562	0,0852
FJ3	0,1287	0,1574	0,0835
MCh4	0,1476	0,1843	0,1032
MCh5	0,1489	0,1827	0,1045
MCh10	0,1439	0,196	0,1064
MCh10b	0,1502	0,19	0,109
MCh10-1	0,2307	0,2144	0,1128
MCh12	0,15	0,1863	0,1072
MCh19	0,1681	0,2125	0,1184
FJ10-20	0,1229	0,1427	0,0812
FJ11-20	0,1175	0,1414	0,0792

Tabla 3. Relaciones entre diferentes elementos incompatibles.

Finalmente para determinar el grado de fraccionamiento de las LREE se utiliza la relación $(La/Sm)_N$ mientras que para las HREE mediante la relación $(Gd/Yb)_N$ ambas relaciones normalizadas a condrito por la constante de Nakamura. Otra relación interesante es Y/Nb que permite discriminar entre roca de origen cortical o mantélico, (tabla 4).

Sample	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	Y/Nb
LA7	5,002	0,777	0,473
LA12-2	4,207	0,896	0,574
LA12-3	3,639	0,9	0,787
LA12-4	7,47	0,907	0,748
LN2	7,541	1,238	0,339
LN3-2	6,04	0,001	0,323
FJ2	6,369	1,764	0,295
FJ3	6,04	1,33	0,306
MCh4	1,963	1,636	0,272
MCh5	6,477	1,643	0,251
MCh10	6,315	1,701	0,257
MCh10b	6,239	1,535	0,226
MCh10-1	6,522	1,901	0,181
MCh12	6,924	1,46	0,271
MCh19	6,551	1,542	0,226
FJ10-20	6,628	1,506	0,306
FJ11-20	6,108	1,357	0,314

Tabla 4: Grado de fraccionamiento de las LREE relación $(La/Sm)_N$, para las HREE relación $(Gd/Yb)_N$. Y/Nb relación para discriminar el origen.

7.1. Diagramas de discriminación petrológica:

El diagrama Sílice-Álcalis total (TAS), es uno de los más usados para distinguir y clasificar los diferentes tipos de rocas volcánicas. Los datos químicos que se usan para este tipo de diagramas son la sumatoria del contenido de Na_2O y K_2O , y el contenido de SiO_2 , tomados de los análisis químicos de óxidos mayoritarios.

En el diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) en base anhidra (Fig. 31a), las muestras MCH10 MCH12 y MCH10b se proyectan en el campo de las fonolitas, mientras que las muestras MCH4 y MCH19 caen en el campo de las traquitas y MCH5 y MCH10-1 plotean en una posición transicional entre dichos campos. El comportamiento geoquímico de la Fonolita Jaboncillo (Gómez 2015) determina que las mismas ploteen en su totalidad en el campo de las fonolitas, aunque las muestras FJ10-20 y FJ11-20 se desplazan levemente hacia el límite con el campo de las traquitas. Las fluctuaciones observadas se deben al grado de alteración experimentado por estas rocas que, en algunos casos tienen una pérdida por ignición (LOI) alta, de hasta 5% en la Fonolita Jaboncillo y hasta 4% en la Fonolita Monte Chumao, lo que indicaría una movilización de los elementos mayoritarios considerados, mientras que las muestras correspondientes a la traquita Loma Negra se plotean entre los campos de fonolita y traquita, y las muestras de la Traquita La Aguadita se plotea entre los campos de traquita y riolita.

No obstante, en el diagrama de Cox *et al.* (1979) tanto la muestras correspondientes a Monte Chumao, Jaboncillo como Loma Negra se proyectan claramente en el campo de las fonolitas, las muestras La Aguadita en el campo de las traquitas (Fig. 31b)

Para corroborar la clasificación se utilizó el diagrama de Winchester y Floyd (1977, Fig. 31c) en el que se comparan el contenido de SiO_2 vs. la relación Zr/TiO_2 , elementos estos últimos considerados inmóviles ante la meteorización. En el mismo tanto las muestras Monte Chumao, Jaboncillo y Loma Negra se proyectan en el campo de las fonolitas y las muestras La Aguadita en el campo de las traquitas.

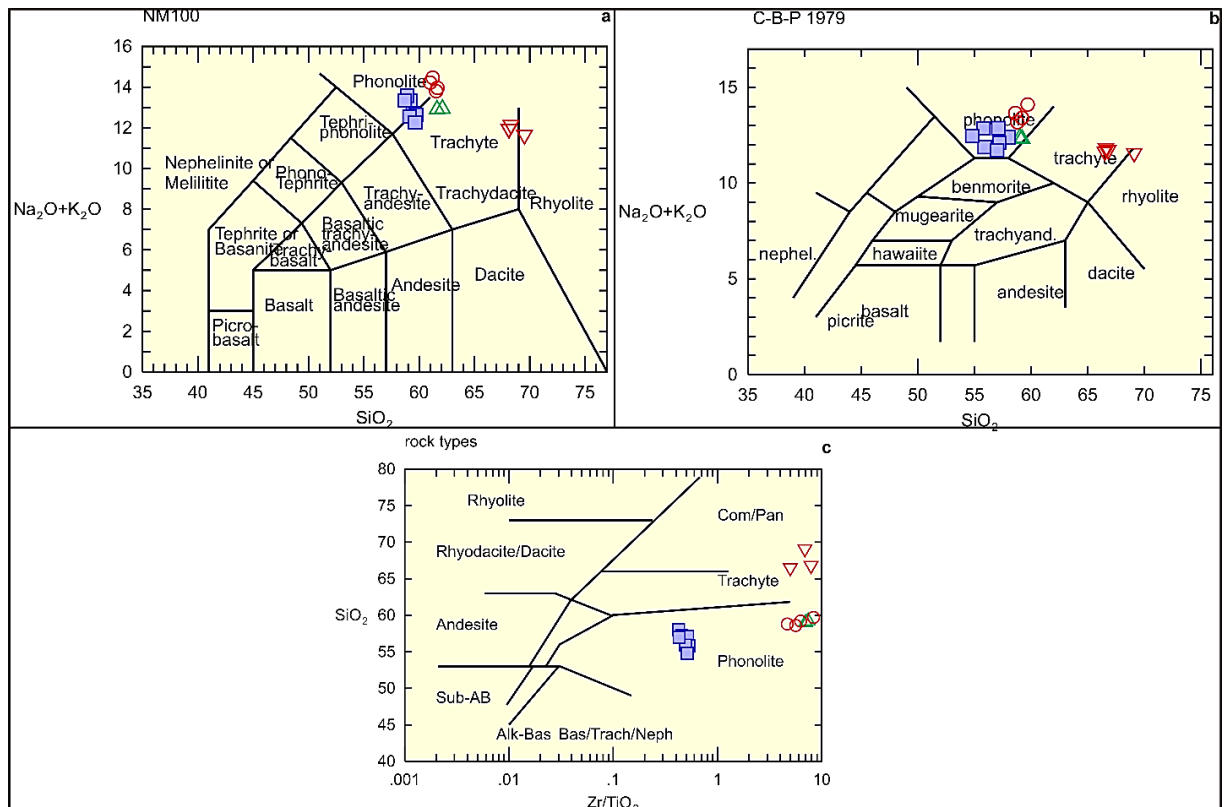


Figura 31: a) diagrama de clasificación química de Le Maitre (1989). El gráfico se encuentra normalizado considerando a las rocas sin contenido de agua, b) diagrama de Cox *et al.* (1979) sin normalizar, c) diagrama de discriminación de tipo de roca de Winchester y Floyd (1977). Los círculos de color rojo sin rellenar corresponden a muestras de la Fonolita Jaboncillo y los cuadrados de color azul rellenos pertenecen a la Traquifonolita Monte Chumao, los triángulos verdes sin relleno corresponden a las muestras de la Traquita Loma negra y los triángulos rojos invertidos sin relleno a las muestras de la Traquita La Aguadita.

7.2. Clasificación basada en la Norma

La norma es la composición mineralógica cuantitativa que tendría teóricamente una roca ígnea deducida a partir de la composición química, suponiendo que todos los equilibrios químicos se hubiesen realizado a lo largo de una cristalización lenta. El cálculo de la norma es una forma de obtener la mineralogía de una roca a partir de análisis químicos y, en cuanto a la clasificación de rocas, es posible obtener una clasificación pseudomineralógica.

La norma CIPW es el sistema de cálculo más usado. Fue ideado por tres petrólogos; Cross, Iddings y Pirsson, y un geoquímico, Washington. Este es el motivo de las siglas CIPW.

La norma de una roca es sustancialmente diferente de la observación mineralógica directa (moda), y para el cálculo de la misma se asume que el magma es anhidro (por lo tanto la biotita y la hornblenda no están permitidos). El cálculo de

la misma se puede realizar en computadora a partir de un software específico, como el IGPET, o de forma manual a partir de cálculos matemáticos.

A partir de los análisis químicos de las muestras se pudo determinar que la Fonolita Jaboncillo es ortosa-albita-nefelina-dióxido-olivino-acmita-magnetita-ilmenita-apatito normativa, mientras que la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita Loma negra son ortosa-albita-anortita-nefelina-dióxido-olivino-magnetita-ilmenita-apatito normativa. La presencia de olivino y nefelina en las normas corrobora la naturaleza subsaturada (deficitaria en SiO₂) del magma parental de las litologías, finalmente la Traquita La Aguadita es cuarzo-ortosa-albita-dióxido-acmita-magnetita-ilmenita-apatito normativo.

Sample	Q	or	ab	an	lc	ne	di	ol	ac	mt	il	hem	ti	ap
LA7	6,47439	27,113	58,4766	0	0	0	1,9856	0	4,444435	0	0	0	0	4,51E-02
LA12-2	6,57289	26,8363	57,5768	0	0	0	3,8697	0	4,249477	0,1244906	3,88E-02	0	0	2,37E-02
LA12-3	6,74518	26,5914	59,2557	0	0	0	3,3445	0	3,198313	0,6408154	3,87E-02	0	0	0,1651
LA12-4	10,661	25,8274	55,7702	0	0	0	0,769	0	4,418358	0	3,82E-02	0	0	0,325875
LN2	0	30,3199	49,9976	3,13463	0	8,43266	4,5142	1,218562	0	2,298254	3,96E-02	0	0	5,07E-02
LN3-2	0	29,9641	53,4064	3,44729	0	6,98948	1,617	2,17389	0	2,308823	3,98E-02	0	0	6,07E-02
FJ2	0	28,3788	44,724	0	0	16,1743	4,2843	1,890698	4,343828	0,1289735	0,059223	0	0	2,41E-02
FJ3	0	28,6246	45,1649	0	0	15,5686	3,7137	1,862928	4,503473	0	3,89E-02	0	0	2,37E-02
MCh4	0	33,5559	41,6588	4,30007	0	9,51151	3,6784	4,12921	0	2,492161	0,3497559	0	0	0,331845
MCh5	0	32,6458	42,8677	4,43752	0	9,31546	4,4815	3,096019	0	2,508714	0,3167296	0	0	0,338074
MCh10	0	33,7606	40,0556	2,63703	0	13,1707	4,0422	3,277861	0	2,475976	0,2948353	0	0	0,292525
MCh10b	0	35,703	37,182	1,97037	0	14,2704	4,7108	3,075246	0	2,50718	0,2803468	0	0	0,307789
MCh10-1	0	32,6406	40,7895	5,66451	0	10,0485	4,2269	3,501126	0	2,526571	0,3008601	0	0	0,293609
MCh12	0	33,0574	38,7338	2,66036	0	14,4163	4,7965	3,216084	0	2,558837	0,3047022	0	0	0,247799
MCh19	0	33,9538	43,3875	7,78404	0	6,23374	0	5,511228	0	2,514349	0,3174411	0	0	0,290428
FJ10-20	0	27,7313	51,5425	0	0	13,1117	3,3415	1,236748	0,974404	1,845332	7,94E-02	0	0	0,14528
FJ11-20	0	26,3032	50,5177	0	0	13,977	3,1767	1,816893	3,467548	0,5692456	5,93E-02	0	0	0,120466

Tabla 5: Composiciones normativas (% en peso) calculadas a partir de las normas CIPW de las diferentes muestras estudiadas.

Para completar el entendimiento en la composición de los magmas se confeccionaron diagramas de variación en base a la norma de Irvine y Baragar (1971), concluyendo que se trata de rocas alcalinas para las muestras Monte Chumao, Jaboncillo y Loma Negra y subalcalinas para La Aguadita. En cuanto a la composición se determina un comportamiento sódico para Jaboncillo y La Aguadita y entre el límite potásico-sódico para Monte Chumao y Loma Negra (Fig. 32).

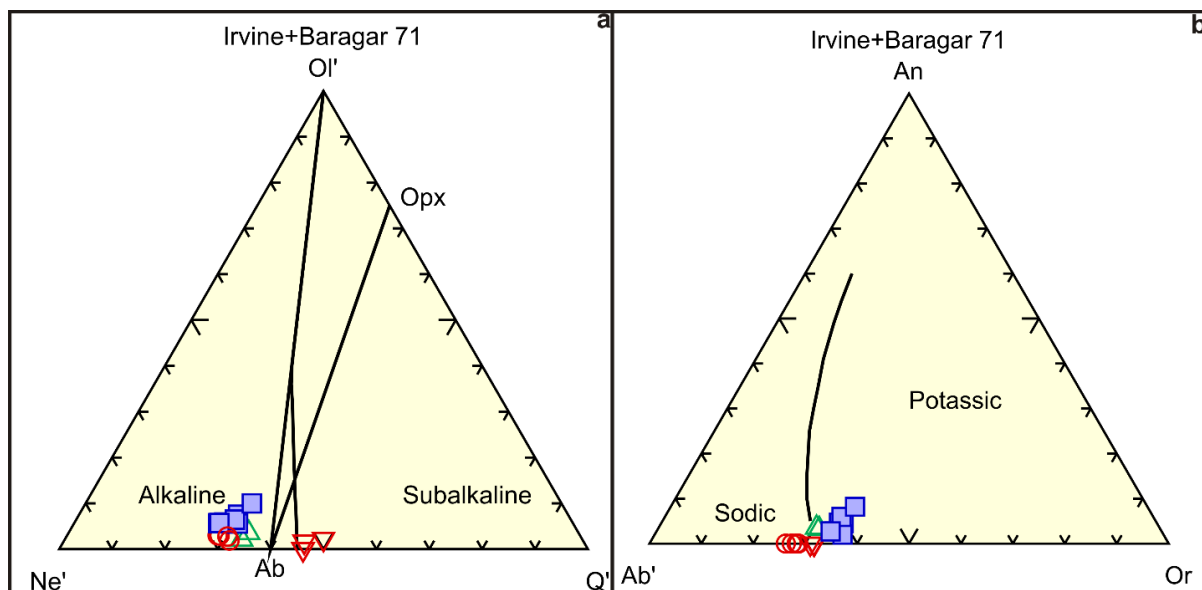


Figura 32: a) Diagrama ternario de Irvine y Baragar (1971), utilizando olivino, nefelina, albita y cuarzo normalizados, para discriminar entre rocas alcalinas y subalcalinas. b) Diagrama ternario de Irvine y Baragar (1971), utilizando anortita, albita y ortosa normalizadas, para discriminar entre rocas sódicas y potásicas. Mismos símbolos que en la Figura. 31.

Asimismo se realizó el diagrama de saturación de alúmina de Shand (1927), según las relaciones de las proporciones moleculares de alúmina a óxidos de sodio y potasio, *versus* alúmina a óxidos de calcio, sodio y potasio, que definen los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso. En el mismo se muestra un comportamiento algo diferente en las muestras correspondientes a la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita Loma Negra que se plotean en el campo metaluminoso y algunas en el límite peralcalino, y las muestras de la Fonolita Jaboncillo y Traquita La Aguadita que se localizan muy próximas pero en el campo peralcalino.

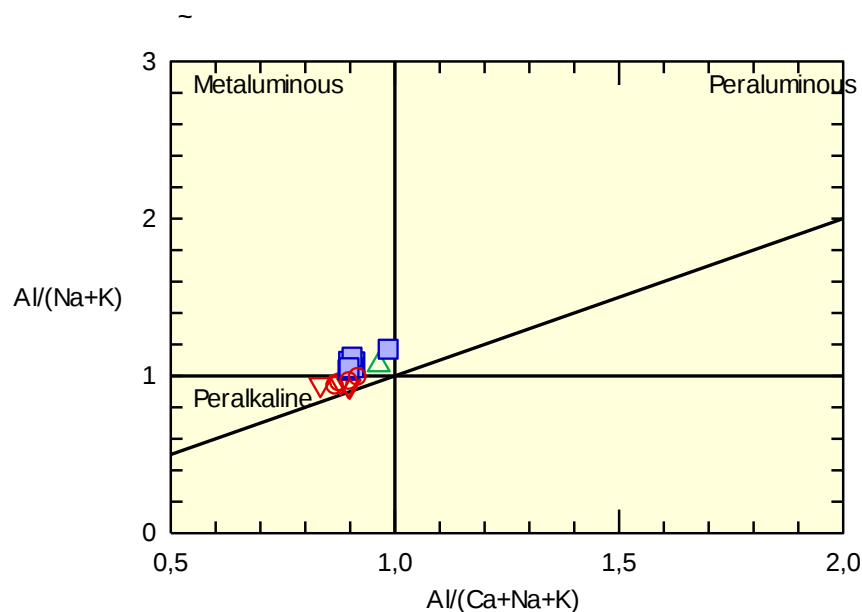


Figura 33: diagrama de saturación de alúmina de Shand (1927). Mismos símbolos que en la Fig. 31

7.3. ELEMENTOS TRAZAS

Los elementos trazas tienen un gran número de usos en la petrología. Estos son incorporados selectivamente en las diferentes fases y se incorporan o excluyen con gran selectividad, por lo que son muy sensibles a los procesos de fraccionamiento. Como resultado, el origen de los sistemas fundidos y los procesos evolutivos, pueden ser bien definidos utilizando a los elementos trazas, los que son clasificados en base a su comportamiento geoquímico. Entre los elementos más utilizados en petrología están los metales de transición (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn), los lantánidos, denominados elementos de tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), como así también Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ca, Ba, Hf, Ta, Pb, Th y U.

Los elementos trazas se dividen en incompatibles y compatibles. Los incompatibles se concentran más en el fundido que en el sólido, mientras que los compatibles se concentran en el sólido, que por supuesto depende de los minerales involucrados, pero que comúnmente se estandarizan a los minerales del manto (olivino, piroxeno y granate). A los elementos mayores Fe y Mg se los considera compatibles, mientras que K y Na serían incompatibles. Los elementos trazas

incompatibles son subdivididos en dos subgrupos según la relación valencia: radio iónico. Los más pequeños y con mayor carga “*high field strength*” (HFS), incluyen a las tierras raras, Th, U, Ce, Pb^{+4} , Zr, Hf, Ti, Nb y Ta. Los de baja carga “*large ion lithophile*” (LIL) que incluyen al K, Rb, Cs, Ba, Pb^{+2} , Sr, Eu^{+2} , son considerados más móviles, particularmente en presencia de fases fluidas y por lo tanto más susceptibles de remoción ante procesos de alteración/meteorización.

Diagramas tipo Spider y Multielementos.

Los elementos de las tierras raras (Fig. 34) constituyen una serie desde el lantano al lutecio (números atómicos 57-71) y constituyen el Grupo IIIA de la tabla periódica. Todos ellos tienen propiedades físicas y químicas similares lo que los hace comportar como una serie coherente (serie de los lantánidos). Tienen estado de oxidación $+3$ y como regla sus radios iónicos decrecen continuamente con el incremento del número atómico (llamada contracción lantánida). El decrecimiento del radio atómico causa que las tierras raras pesadas se encuentren preferentemente en los sólidos que coexisten con los líquidos. Hay dos excepciones a la valencia $+3$ de las tierras raras, para valores bajos de fugacidad de oxígeno, el Eu puede tener valencia $+2$ ($Eu^{+2} > Eu^{+3}$) para el rango común de oxígeno de los sistemas ígneos. El Ce, por su parte, bajo condiciones oxidantes también puede tener valencia $+4$. Los elementos de tierras raras se subdividen, dependiendo del radio iónico, en livianos (*light rare-earth elements*: LREE), los cuales van desde La a Sm y los pesados (*high rare-earth elements*: HREE), los cuales van desde Eu a Lu (Fig. 35).

Las tierras raras son tratadas como un grupo y en los diagramas se proyectan las concentraciones sobre el eje y, contra el incremento en el número atómico sobre el eje x, reflejando el incremento de compatibilidad de izquierda a derecha. Para su utilización generalmente se las normaliza a manto primordial, a condrito o también a corteza. Los condritos son considerados las muestras menos evolucionadas que derivan de la nebulosa solar primordial y se aproximan así, a la composición temprana de la tierra.

El uso de la normalización a condrito de los ETR, ha permitido la expansión de la técnica a un amplio espectro de elementos trazas, llamados diagramas de multielementos o diagramas “*spider*”. En los diagramas *spider*, un amplio rango de elementos trazas incompatibles son normalizados o estimada su abundancia a un

Tabla periódica de los elementos																			
LANTANIDOS		58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb	71 Lu				
Lantánidos los elementos químicos de las "tierras raras"																			
1 H	2 He																		
3 Li	4 Be																		
11 Na	12 Mg																		
19 K	20 Ca	21 Sc	22 Ti	23 V	24 Cr	25 Mn	26 Fe	27 Co	28 Ni	29 Cu	30 Zn	31 Ga	32 Ge	33 As	34 Se	35 Br	36 Kr		
37 Rb	38 Sr	39 Y	40 Zr	41 Nb	42 Mo	43 Tc	44 Ru	45 Rh	46 Pd	47 Ag	48 Cd	49 In	50 Sn	51 Sb	52 Te	53 I	54 Xe		
55 Cs	56 Ba	57 La	72 Hf	73 Ta	74 W	75 Re	76 Os	77 Ir	78 Pt	79 Au	80 Hg	81 Tl	82 Pb	83 Bi	84 Po	85 At	86 Rn		
87 Fr	88 Ra	89 Ac	104 Rf	105 Ha	106 Sg	107 Ns	108 Hs	109 Mt	110	111	112	(113)	(114)	(115)	(116)	(117)	(118)		
ACTINIDOS		90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 No	103 Lr				

CLASIFICACIÓN DE LAS TIERRAS RARAS

21												Sc		
39												Y		
57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu

↓ (MREE) ↓

Tierras Raras Ligeras
Tierras de Cerio
(LREE)

Tierras Raras Pesadas
Tierras de Itrio
(HREE)

68

Los diagramas de tierras raras normalizados a condrito de Nakamura (1974) y Sun y McDonough (1989) (Fig. 36a-b), ponen de manifiesto similitud en el patrón de diseño para las rocas Monte Chumao, Jaboncillo, La Aguadita y Loma negra comparadas. Las muestras analizadas están enriquecidas en elementos de tierras raras livianas (hasta 500 veces el valor del condrito en el caso de la Fonolita Jaboncillo y Traquita La Aguadita, 300 veces en el caso de la Traquifonolita Monte Chumao y 400 veces para la Traquita Loma Negra), y presentan una concentración homogénea y lineal de elementos de tierras raras pesadas (hasta 20 veces el valor del condrito en el caso de la Fonolita Jaboncillo y Traquita Loma Negra, hasta 10 veces en el caso de la Traquifonolita Monte Chumao y hasta 40 veces en la Traquita La Aguadita. Esta circunstancia determina una pendiente abrupta para las LREE que se horizontaliza para las HREE. En todas las litologías se evidencia anomalía negativa de Eu, la que es muy notoria en la Fonolita Jaboncillo, Traquita Loma Negra y Traquita La Aguadita.

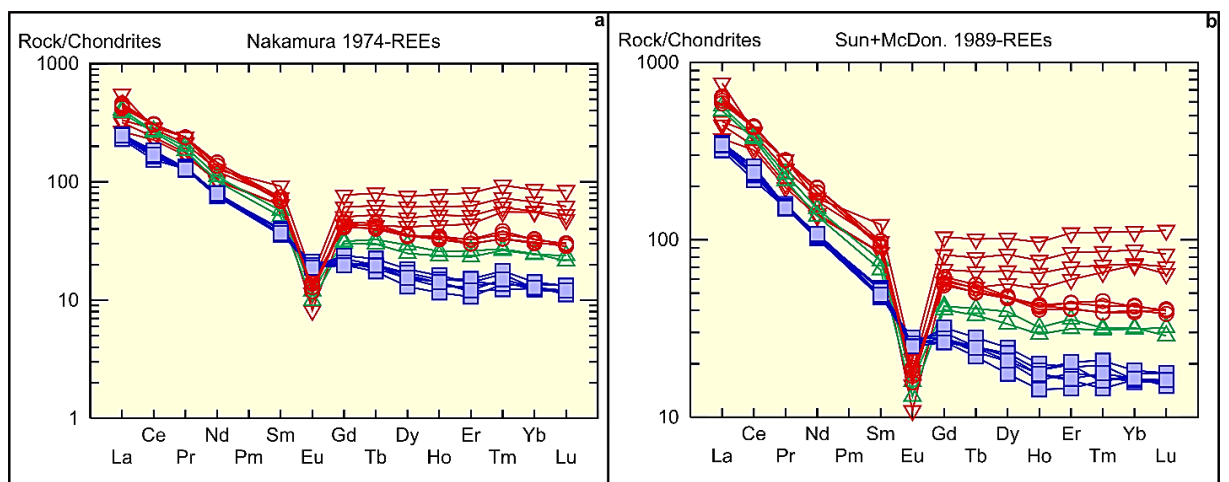


Figura 36: a) diagrama de REE normalizado a condrito de Nakamura (1974), b) diagrama de REE normalizado a condrito de Sun y McDonough (1986). Símbolos ídem. Fig. 31.

En los diagramas multielementos (*spider*) normalizados a condrito de Sun (1980) se observa en las muestras pertenecientes a la Fonolita Jaboncillo marcadas anomalías negativas de Ba, Sr y Ti con enriquecimiento en Rb, U y Ta. Las muestras de la Traquifonolita Monte Chumao también presentan anomalías negativas en Ba, Sr y Ti pero menos significativas ya que el mismo comportamiento presenta la Traquita Loma Negra y La Aguadita mucho más acentuadas, pero sí se diferencia por una notoria anomalía negativa en U (Fig. 37a). En el diagrama mutielemental normalizado a manto primitivo de Lyubetskaya y Korenaga (2007) se advierte un

comportamiento similar al mostrado en el gráfico anterior, al que se agrega marcado empobrecimiento de P en las litologías (Fig. 37b), además de un enriquecimiento de Th, Cs y Ta para las muestras La Aguadita, Jaboncillo y Loma Negra, menos notorio en las muestras Monte Chumao.

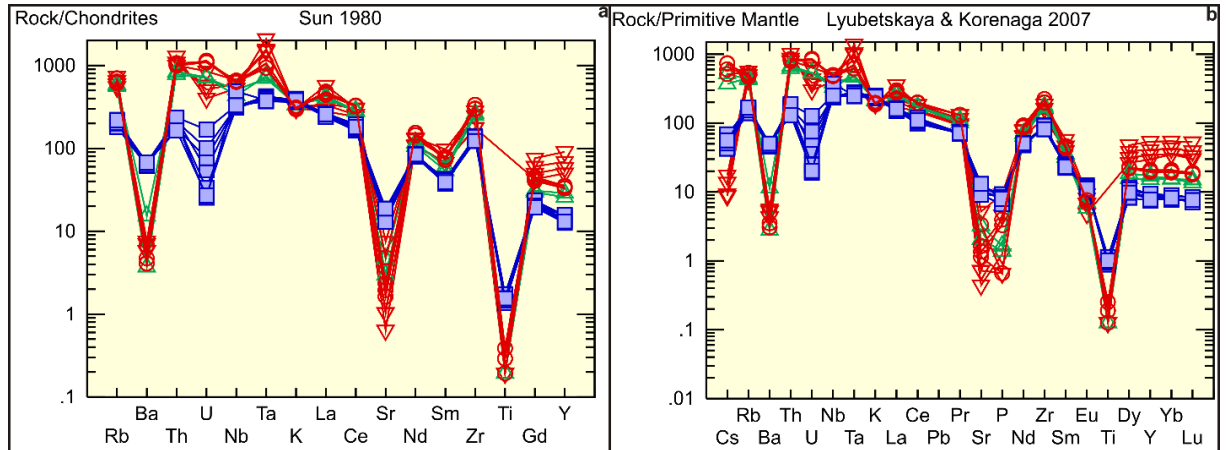


Figura 37: a) diagrama multielemento normalizado a condrito de Sun (1980), b) diagrama mutielemental normalizado a manto primitivo de Lyubetskaya y Korenaga (2007). Símbolos ídem Fig. 31.

7.4. Diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos.

Algunos patrones de elementos trazas que se reconocen para las rocas ígneas muestran tendencias o relaciones distintivas que se correlacionan empíricamente con ambientes tectónicos particulares, tales como dorsales meso-oceánicas, islas oceánicas, zonas de subducción, etc. Por supuesto los ejemplos modernos son rápidamente caracterizados en base a criterios de campo y de localización, pero las características químicas pueden ser aplicadas a rocas ígneas más antiguas las cuales pueden estar deformadas, falladas, desplazadas y aisladas de su ambiente original.

Estas técnicas químicas que son estrictamente empíricas, son usadas extensamente como soporte para interpretar la historia de rocas ígneas antiguas. Los resultados son a veces ambiguos por la gran cantidad de variables involucradas: la roca fuente, la extensión de la fusión parcial, la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas, la asimilación de la roca de caja y los efectos del metamorfismo posterior y/o la alteración.

Para la discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento, se utilizó el diagrama triangular de Cabanis y Lecomte (1989), que utiliza las concentraciones de

La, Y y Nb. Se puede observar que todas las muestras se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos de rift continental (ej. rift de Kenia, África) (Fig. 38a).

Por otra parte, se trabajó con el diagrama de discriminación geotectónica de Wood (1980). Este diagrama ternario está basado en los elementos inmóviles Th-Hf-Ta que están presentes en muy bajas concentraciones en los basaltos. Existe cierta incertidumbre sobre la movilidad del Th en basaltos alterados y, por lo tanto, lo ideal es utilizar este diagrama sólo en aquellas rocas que no contienen una alta proporción de vidrio volcánico. Se puede aplicar a lavas basálticas así como también para silíceas e intermedias. Proyectando los resultados de los análisis químicos de las muestras se observa que las correspondientes a la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita La Aguadita se concentran en el campo “C” de basaltos alcalinos de intraplaca (Rift), mientras que las correspondientes a la Fonolita Jaboncillo y Traquita Loma Negra se plotean algo desplazados de dicho campo (Figura 38b).

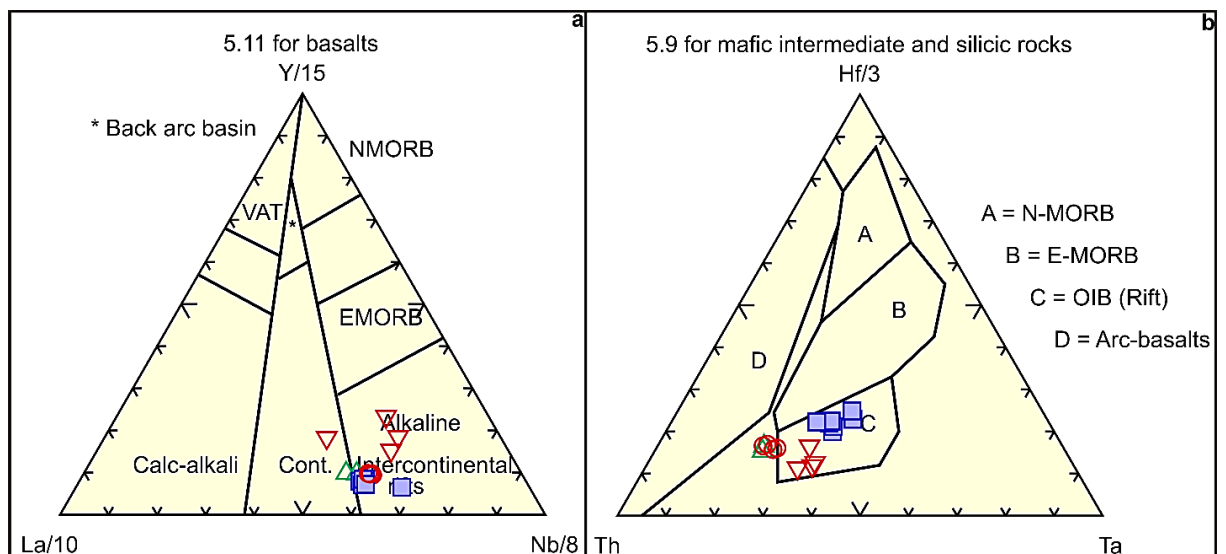


Figura 38: a) diagrama triangular de Cabanis y Lecomte (1989), b) diagrama Th-Hf-Ta de Wood (1980). Símbolos ídem Fig.31.

8. DISCUSIÓN

En base al trabajo detallado de campo como así también al estudio petrológico-geoquímico realizado, se pudo determinar que la roca que conforma el Monte Chumao corresponde a una traquifonolita, y no a una traquita peralcalina como la denominara Mirré (1976). Por sus características texturales y mineralogía se asemeja a una traquita, pero químicamente tiene mayor afinidad con una fonolita, por lo que en este trabajo se optó por definirla como una roca intermedia: una traquifonolita.

Teniendo en cuenta las características de yacencia, petrográficas y geoquímicas se comparó esta litología con otras similares, también presentes en la Sierra de Valle Fértil, como la Fonolita Jaboncillo y la Traquita Loma Negra.

En la Traquifonolita Monte Chumao la base del cuerpo está conformada por roca maciza de color gris oliva a pardo grisáceo y textura porfírica, con fenocristales de feldespato potásico que van desde 3,5 a 1 mm dispuestos en forma aleatoria, en una pasta afanítica. Aunque los contactos con las rocas del basamento no son claramente visibles, se infiere que se trata de contactos netos y fríos. Hacia el techo la granulometría es ligeramente más fina y los fenocristales de feldespato no superan los 2 mm. Hay una diferenciación en cuanto al color ya que la tonalidad es parda a pardo rojiza, lo que se atribuye a un mayor grado de alteración, no observándose variación composicional en este cuerpo de roca. En esta sección se presenta un marcado diaclasamiento vertical y horizontal.

La traquifonolita posee una mineralogía simple compuesta por fenocristales de sanidina en su mayor proporción y de anortoclasa en menor medida, los minerales máficos son sumamente escasos y se restringen a microfenocristales anhedrales de clinopiroxeno rico en Na (egirina?), ocasionalmente zonados. No se pudo determinar ópticamente la presencia de feldespatoideos debido la intensa alteración zeolítica de las rocas, pero la técnica de tinción con azul de metileno y el cálculo de la norma indica contenidos de hasta 14% de nefelina. La roca presenta típica textura fluidal (traquítica) que indica comportamiento viscoelástico del magma. La relación entre los módulos viscosos y elásticos genera un tiempo de relajación que en los materiales geológicos tiene muchísima importancia. De acuerdo a la manera que interactúan los elementos viscosos y elásticos se reconocen las

siguientes variedades: 1) fluidos firmoviscosos o Kelvin que contienen un elemento elástico junto al viscoso acoplado en paralelo. La deformación elástica, que debería haber sido instantánea, es retardada por el elemento viscoso; 2) fluidos viscoelásticos o Maxwell. El elemento viscoso y el elástico están acoplados en serie. La deformación elástica se logra instantáneamente y luego continúa la deformación viscosa. Cesado el esfuerzo se recupera solamente la parte de la deformación elástica; 3) fluidos Burger, que consisten en la combinación del Maxwell con el Kelvin. La identificación de cada una de estas variedades en los materiales geológicos es muy difícil, por lo cual con frecuencia se los denomina genéricamente como cuerpos viscoelásticos. Por otra parte, la tasa de enfriamiento es muy importante para que se origine la textura traquítica, a una tasa muy alta de enfriamiento la nucleación aumenta rápidamente y se forma dicha textura.

Los fenocristales de sanidina presentan textura cribosa en sus bordes indicando reacción con el fundido, y planos de maclas irregulares que dan idea de condiciones de desequilibrio de los mismos con el magma en el momento de la cristalización. Cabe también destacar la presencia de núcleos de anortoclasa con rebordes de sanidina y fenocristales inhomogéneos de anortoclasa cuya extinción es anómala, en “parches”. Estas texturas de desequilibrio en los fenocristales indican que el magma ha sido influenciado por cambios en la presión, temperatura y/o en su composición a medida que avanzaba la cristalización. Estos fenómenos causan la reacción de los minerales que ya no se encuentran en equilibrio y la formación de fases estables bajo las nuevas condiciones del sistema. Una causa de estas perturbaciones podría haber sido la contaminación del magma con rocas de la corteza; no obstante los valores de las relaciones entre elementos trazas incompatibles (tabla 3) sugieren un rol insignificante de este fenómeno. Por otra parte, numerosos autores (p. ej. Hibbard 1981, Zhu y Ogasarawa 2004), sostienen que el principal mecanismo que genera las texturas observadas en los feldespatos y en el clinopiroxeno es la mezcla entre fundidos de distinta temperatura y composición. En la Traquifonolita Monte Chumao no se han encontrado dominios de diferente mineralogía y textura, como enclaves o bandeamientos macro o microscópicos que cabría esperar de haberse producido la mezcla de magmas con composiciones contrastantes.

Un escenario más probable podría consistir en una mezcla térmica en un sistema cerrado en el que magmas más calientes emplazados en la base de la cámara magmática transferirían calor al magma hospedante generando convección y mezcla del mismo (“self-mixing” según Couch *et al.* (2001) o “thermal-mixing” de acuerdo a Ruprecht y Wörner (2007)). Este aumento de la temperatura podría causar más de un evento de disolución y cristalización de un mismo cristal por la variación de las condiciones térmicas al moverse éste dentro de la cámara magmática. Por otro lado, se ha propuesto que una rápida descompresión del magma durante su ascenso es un proceso capaz de generar la reabsorción en cristales de piroxeno (Zhu y Ogasarawa 2004) y feldespato (Nelson y Montana 1992). En consecuencia, aunque no puede descartarse la concomitancia entre los procesos descritos anteriormente, el último argumento expuesto es el más coherente para explicar las observaciones petrográficas teniendo en cuenta los posibles mecanismos de emplazamiento.

En la Fonolita Jaboncillo (Gómez, 2015), la sección inferior está constituida por un brecha volcánica matriz sostén, polímicítica y de tamaño heterogéneo, integrada por fragmentos juveniles de fonolita y de metagabro. Esta facies brechosa no se encuentra en la Traquifonolita Monte Chumao. La sección superior corresponde a la fonolita propiamente dicha, de color pardo amarillento claro a gris claro oliva, con textura porfírica seriada. En este cuerpo de roca se han observado líneas de flujo, incipiente estructura catafilar, y posiblemente disyunción columnar (?) en bloques caídos que se muestran en forma de columnas de base pseudo-hexagonal.

La fonolita está constituida por fenocristales y microfenocristales de anortoclasa, junto con microfenocristales euhedrales y zonados de egiirina. También se ha observado, principalmente en la matriz, cristales de nefelina. La marcada alineación paralela en la fábrica de los fenocristales, microfenocristales, y microlitos que constituyen la pasta, se relaciona con el movimiento del magma parcialmente cristalino.

La Traquita Loma Negra presenta color rojo grisáceo, tiene textura porfírica con un 20% de fenocristales de feldespato alcalino y minerales máficos que se disponen orientados en una matriz afanítica. Al microscopio, la roca es holocristalina de textura porfírica seriada y matriz fluidal (textura traquítica). La mineralogía es simple, está compuesta por fenocristales de anortoclasa de formas subhedrales a euhedrales y tamaños que no superan los 1,5 mm. Los mismos exhiben una combinación de maclas de Carlsbad y en enrejado o parrilla. Además, se observan maclas acuñadas y de corbata de moño (*bow-tie texture*). Algunos fenocristales de anortoclasa tienen alteración arcillosa y calcítica.

La matriz o pasta, con microlitos de hasta 0,01 mm, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina y subordinada egiirina anhedral, que en su mayoría se dispone rodeando minerales opacos. Se encuentra en su totalidad alterada a minerales del grupo de las zeolitas.

En los diagramas de clasificación geoquímica sílice-álcalis total (TAS), las muestras pertenecientes al Monte Chumao caen mayoritariamente en el campo de las fonolitas y algunas levemente desplazadas al campo de las traquitas, o en el límite entre dichos campos. Estas fluctuaciones se atribuyen a la alteración de las rocas que tienen un LOI (pérdida por ignición) entre 1,2 y 4,2% en peso, lo que sugiere cierto grado movilización de los elementos mayoritarios. Las muestras de la Fonolita Jaboncillo se proyectan en su totalidad en el campo de las fonolitas, mientras que las muestras Loma Negra caen entre el campo de las fonolitas y traquitas. Por su parte, en los diagramas de clasificación Cox, Bell y Pankhurst (1979) y de Winchester y Floyd (1977), estas litologías se proyectan claramente en el campo de las fonolitas.

Con relación a la clasificación en base a la norma, si bien todas las litologías consideradas son alcalinas y subsaturadas, con nefelina y olivino normativos, la Fonolita Jaboncillo es además acmita normativa, en tanto en la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita Loma Negra no aparece acmita pero si anortita normativa. Este último mineral normativo es comúnmente característico de las traquitas. La Traquita La Aguadita no considerada específicamente a los efectos comparativos, pero también se atribuye a este evento de magmatismo alcalino (Castro de Machuca *et al.* 2012) presenta cuarzo normativo lo que le confiere un carácter de saturación de sílice.

Para un mejor entendimiento de las fluctuaciones en la composición de los magmas, se confeccionaron diagramas de variación en base a la norma (Irvine y Baragar. 1971), concluyendo que se trata de rocas alcalinas para las muestras Monte Chumao, Jaboncillo y Loma Negra y subalcalinas para La Aguadita. Se determinó un comportamiento sódico para las rocas de Jaboncillo y La Aguadita y en el límite potásico-sódico para Monte Chumao y Loma Negra. En el diagrama de saturación de alúmina de Shand (1927) que define los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso en base a las relaciones de las proporciones moleculares de alúmina a óxidos de sodio y potasio, *versus* alúmina a óxidos de calcio, sodio y potasio, se muestra un comportamiento algo anómalo para las muestras de la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita Loma Negra que plotean en el campo metaluminoso y algunas en el límite peralcalino. Este hecho no es coherente con el contexto geológico de emplazamiento de dichas rocas, ya que el ambiente característico de las rocas metaluminosas es de subducción, mientras que las rocas peralcalinas (en este caso la Fonolita Jaboncillo Traquita La Aguadita) son características de ambientes de *rifting*. Dicho comportamiento podría ser atribuible a una mayor concentración de K en los minerales componentes (feldespatos con mayor contenido de K).

Las relaciones entre elementos traza incompatibles (Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr) se mantiene relativamente constante para todas las litologías analizadas, y sus valores indican que es poco probable que haya ocurrido contaminación cortical significativa. Dichas razones proporcionan una fuerte evidencia de que la cristalización fraccionada ha sido el proceso dominante en la evolución del conjunto.

En los diagramas de REE normalizados a condrito estas litologías están enriquecidas en elementos de tierras raras livianas (LREE) y tienen una concentración homogénea y baja de elementos de tierras raras pesadas (HREE). En el grado de fraccionamiento de las LREE se expresa mediante la relación $(La/Sm)_N$ normalizado al condrito según las constantes de Nakamura (1974). El enriquecimiento de las LREE se refleja en los diagramas *spider* por rectas con pendientes pronunciadas, mientras que para las HREE la relación $(Gd/Yb)_N$ normalizado al condrito de Nakamura (1974) no presenta variación significativa lo que es coherente con el diseño casi horizontal en los gráficos *spider*. Otra relación interesante es Y/Nb que permite discriminar entre roca de origen cortical o mantélico (tabla 4). Las rocas con $Y/Nb > 1.2$ tienen origen cortical o han asimilado corteza

(Eby 1990). Todas las muestras de las diferentes litologías analizadas presentan relaciones inferiores al 1,2 confirmando su origen mantélico.

Se visualiza en la Traquifonolita Monte Chumao anomalía negativa de Europio (aunque ligeramente menos marcada que en la Fonolita Jaboncillo y Traquita Loma Negra) que refleja la sustitución de Ca por Eu, sugiriendo la remoción (retención) de plagioclasa en la fuente. Dicha anomalía de Eu es un buen indicador de que el líquido estuvo en equilibrio con la plagioclasa, ahora ausente. Pero no es fácil determinar las razones de comportamiento de la plagioclasa en el área fuente o de la remoción posterior de fenocristales de plagioclasa desde el fundido.

Los diagramas multielementos normalizados a condrito (Sun 1980) y a manto primitivo (Lyubetskaya y Korenaga 2007) indican para las muestras de la Fonolita Jaboncillo anomalías negativas de Ba, Sr, P y Ti y, para las muestras de la traquifonolita Monte Chumao, además, anomalía negativa U, comportamiento similar al de la Traquita Loma Negra. Las anomalías de Ba se atribuyen a fraccionamiento de feldespatos en la fuente, y las anomalías de P y Ti al fraccionamiento en la fuente de apatito y esfena/ilmenita, respectivamente. Por otro lado la anomalía negativa de Sr indicaría que hubo una removilización de la plagioclasa lo que constituye un buen indicador de que el líquido estuvo en equilibrio con la plagioclasa, ahora ausente. No se descarta, sin embargo, la remoción del Sr por los procesos de alteración/meteorización experimentados por la traquifonolita dado el carácter muy móvil de este elemento.

En cuanto a la discriminación de ambiente tectónico, todas las muestras reflejan que se emplazaron en un ambiente de *rift* de intraplaca continental. Sin embargo, en el diagrama de discriminación de Wood (1980) basado en los elementos inmóviles Th-Hf-Ta. Si bien las muestras del Monte Chumao se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos de intraplaca OIB (*Rift*), las correspondientes a la Fonolita Jaboncillo y Traquita Loma Negra se plotean fuera de dicho campo, lo que se podría explicar porque los procesos de cristalización fraccionada generan un enriquecimiento del elemento Th, provocando en los gráficos el desplazamiento hacia ese elemento.

8.1. MODELOS PETROGENÉTICOS:

El modelo petrogenético detallado para la Fonolita Jaboncillo por Gómez (2015), plantea que dicho cuerpo fue emplazado como un criptodomo, expuesto posteriormente en superficie por actividad tectónica y procesos erosivos (Fig. 39 y 40). Un criptodomo es un cuerpo intrusivo subvolcánico, emplazado cerca de la superficie y cuyo origen está asociado a magmas relativamente viscosos, que tienen escasa movilidad. Dicho autor interpreta que la historia evolutiva de este cuerpo subvolcánico, consta de cuatro eventos:

El primer evento (Fig. 39A) corresponde a un ascenso del magma fonolítico, combamiento de la corteza, constituida por rocas del basamento cristalino, y enfriamiento de la caperuza.

El segundo evento comprende la fracturación de la caperuza, escape de volátiles hacia la superficie debido al aumento de presión, y fracturación de la cubierta metamórfica fría (Fig. 39B).

El tercer evento consiste en el “aglutinamiento” del material brechado por el subsecuente ascenso del magma, formando la brecha. De forma sincrónica se produce el emplazamiento final de la lava fonolítica, sellando el conducto volcánico y generando una forma de domo (Fig. 39C).

El cuarto y último evento, incluye la exposición del cuerpo en superficie como respuesta a los procesos tectónicos y erosivos que afectaron el área desde el mesozoico inferior a la actualidad (Fig. 39D).

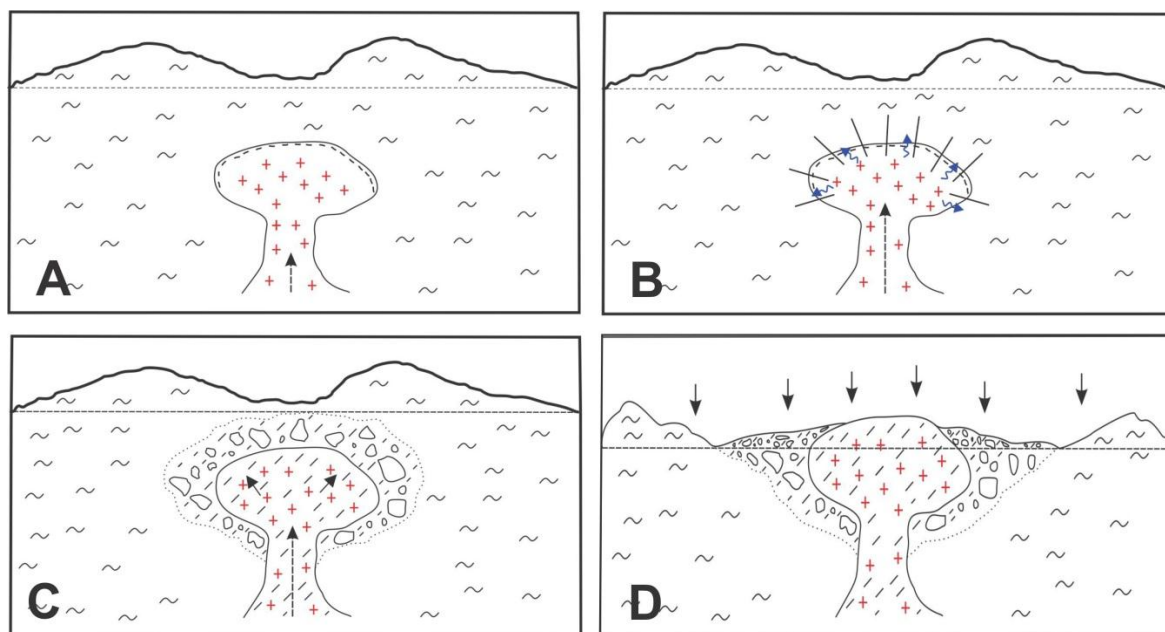


Figura 39: Modelo petrogenético para la Fonolita Jaboncillo (Gómez 2015)

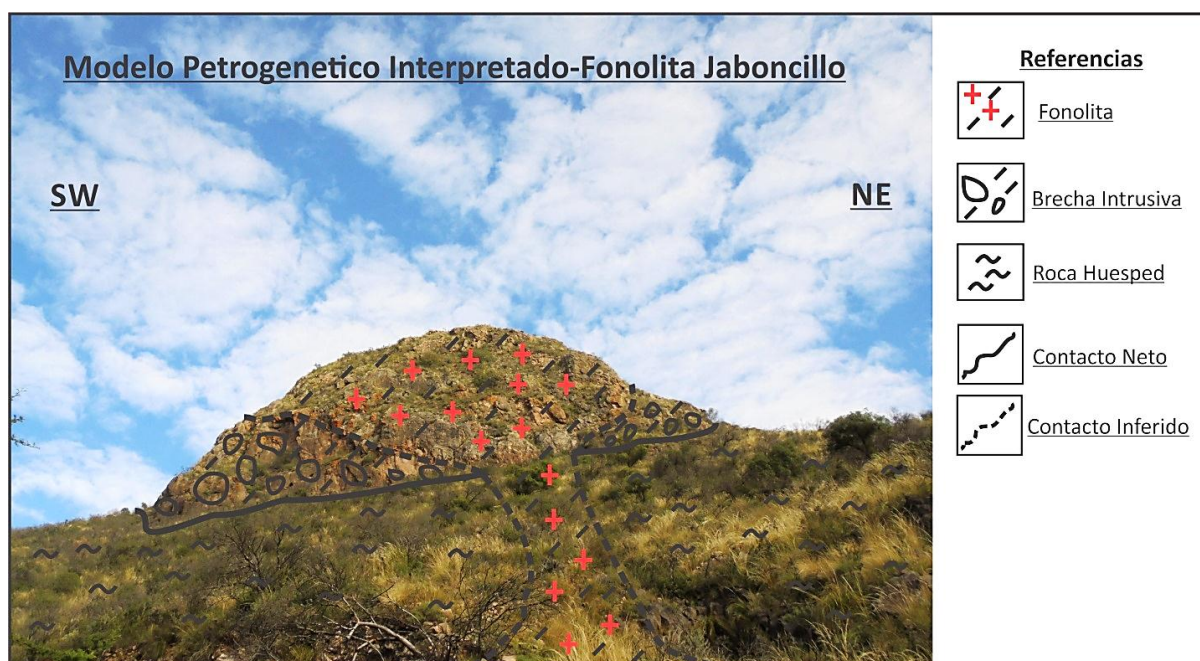


Figura 40: Modelo petrogenético de la Fonolita Jaboncillo interpretado sobre fotografía. Tomado de Gómez 2015

Para la Traquifonolita Monte Chumao, en base a las observaciones de campo y estructurales, se plantean dos modelos alternativos de emplazamiento:

El primer modelo postula su emplazamiento como un lacolito teniendo en cuenta las siguientes características señaladas por Llambías (2001):

- Contacto con la roca de caja concordante, generalmente el piso es plano y el techo convexo hacia arriba, en planta tienen secciones groseramente circulares o con forma de lengua.

- Emplazamiento preferentemente en los niveles superiores de la corteza.
- Escaso desarrollo vertical y domamiento de las capas suprayacentes, simultáneamente se producen fracturas extensionales en la caja y en el techo del lacolito.
- Los lacolitos de pequeño tamaño y rápido enfriamiento, están caracterizados por texturas porfíricas y pastas finas, las aureolas no se traducen en la formación de *hornfels* debido a la rapidez con que se enfrían y solamente producen cambios en la coloración de la roca de caja.
- Cuanto mayor es la viscosidad del magma, mayor es la probabilidad que se forme un lacolito en detrimento de un filón capa.

En síntesis, un lacolito representa la intrusión de un magma viscoso, cuya energía no fue suficiente para continuar su ascenso, desplazándose lateralmente aunque con enorme dificultad debido a su alta viscosidad.

El segundo modelo postula su emplazamiento como un criptodomo, por las siguientes características:

- Es un cuerpo intrusivo subvolcánico, emplazado cerca de la superficie y cuyo origen está asociado a magmas relativamente viscosos, que tienen escasa movilidad.
- Las texturas son porfíricas, con pastas muy finas hasta vítreas.
- La foliación por flujo es muy marcada, con espesores de cada lámina de pocos milímetros, debido a la alta viscosidad del magma.
- La elevada viscosidad del magma no permite el relleno total de la fractura, formando criptodomos alineados a lo largo de ella. Internamente tienen estructura fluidal muy marcada.
- Los criptodomos se diferencian de los lacolitos porque su emplazamiento ha sido controlado principalmente por fracturas y no por la estratificación de la roca de caja.

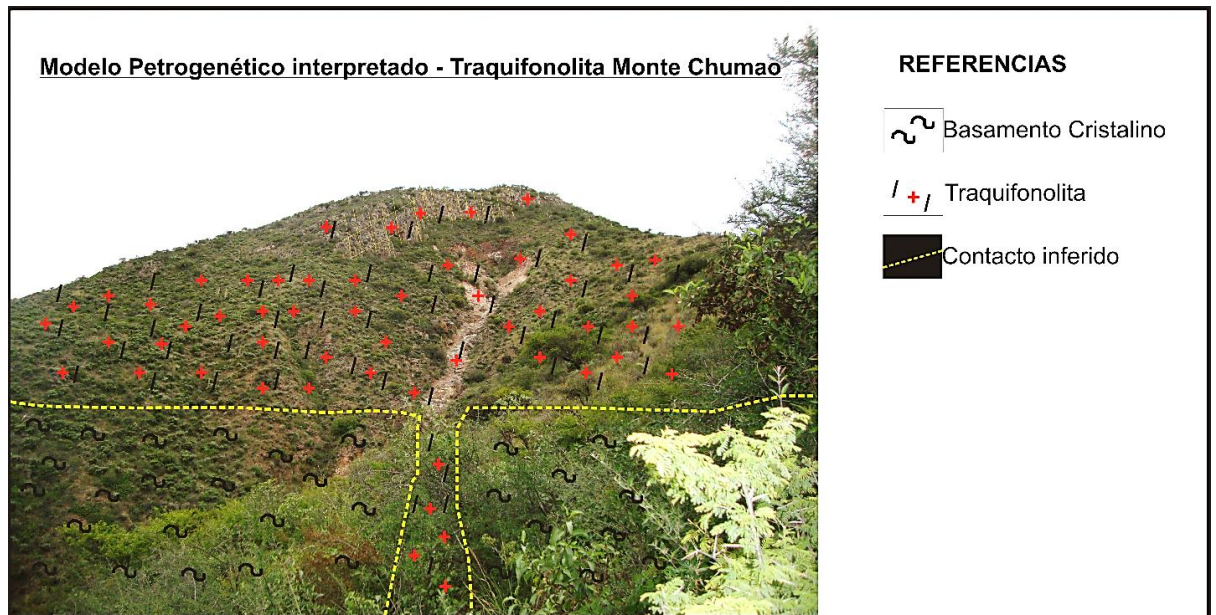


Figura 41: modelo petrogenético de la Traquifonolita Monte Chumao.

Se plantean ambos modelos ya que la Traquifonolita Monte Chumao posee características afines pero no definitorias de los dos modelos propuestos, tales como: forma lenticular en planta, contacto concordante con la roca de caja que se infiere que es neto y frío, desarrollo vertical (espesor) relativamente restringido, textura porfírica característica de cuerpos de emplazamiento subvolcánico, estructuras extensionales (diaclasas) hacia el techo con incipiente foliación por flujo y emplazamiento en estructuras extensionales teniendo en cuenta el régimen tectónico imperante que permitió el ascenso de magmas mantélicos.

9. CONCLUSIONES

En función del estudio detallado de las relaciones de campo en el afloramiento de Monte Chumao o Mogote Chumao, ubicado en la Sierra de Valle Fértil entre las quebradas del Corral Grande y Río Usno, se puede concluir que se trata de un cuerpo hipabisal con las siguientes características: a) la base del cuerpo tiene carácter macizo, tonalidad gris oliva a pardo grisáceo, y textura porfírica con desarrollo de fenocristales de feldespatos potásicos que varían entre 3,5 a 1 mm dispuestos según la dirección de flujo, en una pasta o matriz es del tipo afanítica; b) hacia el techo la granulometría es más fina y los fenocristales de feldespatos que no superan los 2 mm, la coloración varía de pardo a pardo rojizo atribuible a una alteración y presencia de óxidos de hierro, y se observa un marcado diaclasamiento vertical y subhorizontal.

A escala microscópica la roca analizada es holocristalina de textura porfírica y fluidal (traquítica) y, por sectores, glomeroporfírica. Presenta una mineralogía simple compuesta por fenocristales de sanidina en mayor proporción y fenocristales de anortoclasa en menor medida, de formas subhedrales a euhedrales, y tamaños variables que van desde 3,3 a 0,5 mm. La matriz o pasta, con cristales de hasta 0,05 mm, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina y anortoclasa, egiirina anhedral, minerales opacos y nefelina, solo reconocible mediante métodos de tinción. Como minerales accesorios se observó apatito y minerales opacos y, entre los secundarios, aquellos que integran al grupo de la zeolita.

Los fenocristales de sanidina poseen textura cribosa en sus bordes, indicando reacción con la pasta, y planos de maclas irregulares que dan idea de condiciones de desequilibrio de los mismos con el fundido o magma durante la cristalización. Cabe también destacar la presencia de núcleos de anortoclasa con rebordes de sanidina. Las texturas de desequilibrio en los fenocristales indican que el magma han sido influenciado por cambios en la presión, temperatura y/o en su composición, que causan la reacción de los minerales primeramente formados que ya no se encuentran en equilibrio y la formación de fases estables bajo las nuevas condiciones del sistema.

Del estudio comparativo con otras litologías afines reconocidas en la Sierra de Valle Fértil, se desprenden similitudes texturales, composicionales y geoquímicas con la Traquita Loma Negra, si bien ésta se diferencia en el tamaño de los

fenocristales que no superan los 1,5 mm y en un mayor porcentaje de fenocristales de anortoclasa con tendencia al ehedralismo. Si bien en ambos casos los microlitos de nefelina no son distinguibles a escala microscópica, de los análisis químicos se desprenden contenidos de nefelina normativa de hasta 14% y 8% para las rocas del Monte Chumao y Loma Negra, respectivamente. Por su parte, la Fonolita Jaboncillo está constituida por fenocristales y microfenocristales de anortoclasa, junto con microfenocristales ehedrales y zonados de egirina, y se han observado, principalmente en la matriz, cristales de nefelina. En todos los casos, la textura traquítica definida por la marcada alineación paralela en la fábrica de los fenocristales, microfenocristales, y microlitos que constituyen la pasta, se relaciona con el movimiento del magma parcialmente cristalino.

En los diagramas de clasificación geoquímica sílice-álcalis (TAS) así como en el diagrama de Winchester y Floyd (1977) las muestras Monte Chumao, Jaboncillo y Loma Negra se proyectan claramente en el campo de las fonolitas. Del cálculo de la norma se determinó que la Fonolita Jaboncillo es ortosa-albita-nefelina-diopsido-olivino-acmita-magnetita-ilmenita-apatito normativa, en tanto la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita Loma Negra ortosa-albita-anortita-nefelina-diopsido-olivino-magnetita-ilmenita-apatito normativa.

Las relaciones entre elementos traza incompatibles (Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr) se mantiene relativamente constante para todas las litologías analizadas, y sus valores indican que la contaminación cortical (asimilación) es poco significativa o inexistente. Dichas razones proporcionan una fuerte evidencia de que la cristalización fraccionada ha sido el proceso dominante en la evolución del conjunto. El grado de fraccionamiento de las LREE evidencia enriquecimiento de las mismas, mientras que para las HREE no presenta variación significativa. La relación $Y/Nb < 1,2$ permite establecer un origen mantélico para estas litologías, y las anomalías negativas de Eu y Sr sugieren presencia de plagioclasa en la fuente.

Con los diagramas de discriminación de ambiente tectónico se estableció que estas rocas presentan una afinidad clara con las rocas alcalinas de intraplaca continental (*Rift*). corroborando lo ya expresado por los autores (Mirré 1976, Castro de Machuca *et al.* 2012, 2013, 2014).

En referente a la forma de yacer, en la Fonolita Jaboncillo los sucesivos ascensos de magma no alcanzaron la superficie al momento de su emplazamiento, interpretándose este cuerpo volcánico como un criptodomo que afloró debido a la erosión y al fallamiento (Gómez 2015). Para la Traquita Loma Negra, Mirré (1976) la interpreta como un dique que intuye al basamento ígneo-metamórfico. Para la Traquifonolita Monte Chumao se propone en este trabajo dos modelos de emplazamiento: a) como un cuerpo lacolito o b) como un criptodomo, ya que su emplazamiento fue controlado por estructuras extensionales en el techo del afloramiento se aproxima más al modelo de lacolito.

Trabajos recientes de Castro de Machuca et al. (2012, 2013, 2014), López et al. (2014), Gómez et al. (2015) y López et al. (2015) aportan información acerca de las características petrográficas-petroológicas y confirman la edad triásica del magmatismo alcalino que dio origen, entre otros, a este cuerpo de roca. Las edades obtenidas (Traquita La Aguadita 218 ± 7 Ma método K/Ar en roca total y Basalto de Usno 238.1 ± 0.4 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total). Corroboran la actividad ígnea relacionada con la tectónica extensional, habría comenzado en el Triásico inferior (Page et al. 1979) y continuó al menos hasta el Triásico superior.

En base a las similitudes petrográficas y geoquímicas se estima que la Traquifonolita Monte Chumao y Traquita Loma Negra pueden ser sincrónicas y derivadas de una misma cámara magmática, diferenciándose la traquifonolita por presentar texturas de desequilibrio más frecuentes indicativas de fluctuaciones del magma por cambios en la presión, temperatura y/o en su composición. La Fonolita Jaboncillo posiblemente corresponde a un estadio magmático, pero también integra las etapas finales del magmatismo alcalino de intraplaca continental asociado a la riftogénesis que afectó a las Sierras Pampeanas Occidentales a partir del Triásico.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Alcober, O. 1996. Revisión de los crurotarsi, estratigrafía y tafonomía de la Formación Ischigualasto. Ph.D. dissertation, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina, 260 p. San Juan.
- Azcuy, C. y J. Morelli, 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El grupo Paganzo Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(4): 405-429.
- Azcuy, C. y J. Morelli, 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18e, Paganzo, Provincia de La Rioja y San Juan. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- Baldo, E., Murra, J., Casquet, C., Galindo, C. y Saavedra, J. 1999. El gabro coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Argentina: condiciones P-T de la etapa coronítica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 22-A: 17-18.
- Baraldo, J., A. Monetta y W. Soechting, 1990. Triásico de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan, 8: 124-139. San Juan.
- Bonaparte, J. 1966. Una nueva fauna triásica de Argentina (Therapsida: Cynodontia Dicynodontia). *Ameghiniana*, 4 (2): 243-295.
- Bonaparte, J. 1971. Los tetrápodos de la sección superior de la Formación Los Colorados, La Rioja, Argentina (Triásico superior). *Opera Lilloana*, 22: 22.
- Bonaparte, J. 1973. Edades reptil para el Triásico de Argentina y Brasil. 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 93-130. Córdoba.
- Bonaparte, J. 1975. Sobre la presencia de Laberintodonte Pelorocephalus en la Formación Ischigualasto y su significado estratigráfico (Brachyopoda, Chigutisauridae). 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 537-544.
- Bonaparte, J. 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Opera Lilloana*, 26.
- Bossi, G. 1970. Asociaciones mineralógicas de las arcillas en la Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Parte 2: Perfiles de La Hoyada de Ischigualasto. *Acta Geológica Lilloana*, 2 (4): 73-100.
- Bossi, G. 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. 1° Congreso Hispanolusoamericano de Geología Económica, 2-1, Geología.
- Bossi, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal, provincia de San Juan, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino (1976), 1: 23-38. Buenos Aires.
- Bossi, G. 1977. La Formación Cerro Rajado. Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*. 14:19-40.
- Cabanis, B., y M. Lecolle. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309: 2023-2029.
- Caminos, R, 1999. Geología Argentina. El Magmatismo Gondwánico en la Argentina. Pág. 349-364.
- Caselli, A.T., Marsicano, C.A. y A.B. Arcucci. 2001. Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56, 173-188.
- Castro de Machuca, B., Morata, D., Arancibia, G., Belmar, M. y Pontoriero, S. 2004. Metamorphic evolution of high-grade metagabbros from La huerta Range, estern

- Pampean Ranges, San Juan, Argentina. International Geological Congress, N° 32. CD-ROM Edition, Florence.
- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S. 2007. P-T-t evolution of an Early Silurian mediumgrade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin: Proterozoic to Mesozoic. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Castro de Machuca, B.; Pontoriero, S.; Conte-Grand, A.; Morata, D.; López, M.G. y J.P. Domínguez. 2012. "New finding of peralkaline volcanism in the eastern margin of the Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, NW Argentina". 34th International Geological Congress, Brisbane, Australia.
- Castro de Machuca, B.; López, M.G. y D. Morata. 2013. San Agustin olivine alkali-basalt, sierra de Valle Fertil, San Juan: petrography and preliminary petrogenetic implications. XI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, pp 285-290.
- Castro de Machuca, B.; S. Pontoriero, A. Conte-Grand, D. Morata y M. G. López. 2014. Traquita La Aguadita: nueva manifestación del magmatismo alcalino triásico en la sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan. XIX Congreso Geológico Argentino 2014, Córdoba, Argentina. Actas T8-28.
- Chemale Jr., F.; Guadagnin, E.; Caselli, A.T.; Mancuso, A.; Marsicano, C. y I.A. Dussin (em preparacao). Age constrains on Ischigualasto Basin, Argentina.
- Cladera, G.; Rougier, G.; De La Fuente, M. y A. B. Arcucci. 1998. Niveles fosilíferos del sector superior de la Formación Los Colorados (Triásico tardío), en las proximidades de "La Esquina", provincia de La Rioja, Argentina. *Actas Geología Lilloana*, 18 (1):159
- Colombi, C. E.; Montañez, I. P. y J. T. Parrish. 2011. Registro de la relación isotópica de carbono en la paleoflora de la formación Ischigualasto (Triásico superior), noroeste argentino: implicaciones paleoatmosféricas. *Revista brasileira paleontológica* 14(1):1-12.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. y Carroll, M. R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* 411: 1037-1039.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Tibaldi, A., Martino, R. y Baliani, I., 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 521-535.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Pearson, D., Tibaldi, A.M. e I. Baliani. 2012. Detrital zircon ages from the Sierra de Valle Fértil, entrapment of Middle and Late Cambrian marine successions in deep roots of Early Ordovician arc. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.james. 2012.02.001.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19 d. Mogna. Servicio Geológico Nacional, Dirección Nacional y Geología y Minería. Boletín 192, S8 p., Buenos Aires.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics* 29, TC4002, doi: 10.1029/2009TC002615.
- Eby, G. N., 1990, The A-type granitoids, A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis; *Lithos*, v. 26, p. 115-134.

- Fernández Seveso, F.; Pérez, M y L. Álvarez. 1990. Análisis estratigráfico del ámbito occidental de la cuenca de Paganzo, en el rango de grandes ciclos depositacionales. 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 77-80. San Juan.
- Fernández Seveso, F.; Pérez, M.; Brisson L. y Álvarez L. 1991. Estratigrafía secuencial y tectónica de la Cuenca de Paganzo. Depósitos marinos y continentales del Paleozoico superior en el oeste argentino. Y.P.F., Informe inédito 10363.
- Fidalgo, F. 1964. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la Sierra de Sañogasta-Vilgo (Provincia de La Rioja). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (3-4): 139-153.
- Frenguelli, J. 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. Revista Museo La Plata (Nueva Serie), 2 (Geología), 15: 213-265.
- Furque, G.; González, P.; y M. Caballé. 1999. Hoja Geológica 3169-II San José de Jáchal. Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 259.
- Gallego, O.F. 1992. Conchostracos triásicos de Mendoza y San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 29:159-175.
- Gallien, F., Mogessie, A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro de Machuca, B., Thöni, M. y Klötzli, U. 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.
- Gómez, R. 2015 Caracterización Geológica-petrológica de la Fonolita Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan. Inédita.
- González, R. y A. Toselli, 1971. La efusividad del Mesozoico argentino y su relación con áreas sudamericanas. 25° Congreso Brasileiro de Geología, Anales: 259-272.
- Groeber, P. y P. Stipanovic, 1953. Triásico. Geografía de la República Argentina, Tomo 2, 1a. parte, Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA: 9-141.
- Heinrich E. Wm. Identificación microscópica de los minerales. 1980. Pág. 30
- Herbst, R. 1970a. Estudio palinológico de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Triásico), provincias de San Juan-La Rioja. 1. Introducción, 2. Monoaperturados. *Ameghiniana* 7:83 -97.
- Herbst, R. 1970b. Estudio palinológico de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Triásico), provincia de San Juan-La Rioja. 3. Esporas triletes. *Ameghiniana* 9:280 – 288. Jerram, D y Petford, N. The Field Description of Igneous Rocks. Second Edition. 2011.
- Hibbard, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspar. Contributions to Mineralogy and Petrology 76: 158-170.
- Irvine, T. y W. Baragar. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Jordan T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of rocky mountain foreland deformation. American Journal of Science 286: 737-764.
- Kokogian, D.A.; Spalletti, L.A.; Morel, E.M.; Artabe, A.E.; Martinez, R.N.; Alcober, O.A.; Milana, J.P. y A.M. Zavattieri. 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. En: A.E. Artabe, E.M. Morel y A.B. Zamuner (eds). El Sistema Triásico en la Argentina. Fundación Museo de la Plata "Francisco Pacasio Moreno", La Plata, pp 23- 54.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. y B. Zanettin. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.

- Limarino, C., Page, S., Caselli, A., Net, L. Litvak, V., Pieters, P. y P. Lyons. 2008. Hoja Geológica 3166-I Chamental, Provincias de La Rioja y San Juan. Boletín 257, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Llambías, E. 2011 Geología de los cuerpos Ígneos. Pág. 43-45, 132, 204.
- López, S.D. 1995. Estudio estratigraphico secuencial y oleogeoquímico del paleolago Ischichuca-Los Rastros. M.S. thesis, Universidad Nacional de San Juan, 125 p.
- López Gamundi, O. R., Alvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, L., Fernandez-Seveso, F., Legarreta, L., Kokogian, D., Limarino, O., y H. Sesarego. 1989. Cuencas Intermontanas. In: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas.: Serie Correlación Geológica, No 6. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, pp. 123-167.
- López-Gamundi, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C.M., y J.J. Veevers. 1994. Southern South America. In: Veevers, J.J., Powell, C.M. (Eds.), Permian-Triassic basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184, 281–329.
- López, M. G. Caracterización Petrológica del Magmatismo basáltico de edad Triásica en la Sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. 2014. Universidad Nacional de San Juan.
- López, M. G; Castro de Machuca, B; Pontoriero, S. 2014. Consideraciones preliminares sobre la petrografía y geoquímica del basalto de Usno, sierra de Valle Fértil, San Juan. XIX Congreso Geológico Argentino 2014, Córdoba, Argentina, 2-6 de Junio de 2014. Actas T8-15.
- López M. G y Castro de Machuca B. 2015. Consideraciones sobre la petrografía y geoquímica del basalto Potrerillos, Sierra de Valle Fértil - La Huerta, provincia de San Juan. Enviado al III Congreso de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada (3º PIMA), Rio Negro,
- López M. G, Castro de Machuca B., Gómez R. y Palacio Balderramo G. 2015. The Usno Basalt (Ladinian): a contribution to the geochronology of the Triassic magmatism in the Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados. Universidad de São Pablo, Brasil.
- Lyubetskaya, T., and J. Korenaga, "Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance, 1, Method and results," J. Geophys. Res., 112(B3), B03211, doi:10.1029/2005JB004223, 2007.
- Mancuso, A.C. 2003. Continental fish taphonomy: a case study in the Triassic of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 16, 275–286.
- Mancuso, A.C. 2005. Tafonomía en ambientes lacustres: estudio integral de las asociaciones fósiles de las secuencias lacustres del Triásico Medio de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (formaciones Chañares, Los Rastros e Ischichuca). PhD Tesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.
- Martínez, R. 1994. Estratigrafía del sector Agua de la Peña-Rio de la Chilca, Formación Ischigualasto (Triásico Superior), Cuenca de Ischigualasto, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura., Universidad Nacional de San Juan. Inédito. 116 pp.
- Martínez, R.N.; Sereno, P.C.; Alcober, O.A.; Colombi, C.E.; Renne, P.R.; Mantañez, I.P. y B.S. Currie. 2011. A basal dinosaur from the dawn of the Dinosaur Era in southwestern Pangaea. *Science*, 331: 206-210.
- Martins-Neto, R.G.; Mancuso, A.C. y O.F. Gallego. 2005. The Triassic insect fauna from Argentina. Blattoptera from the Los Rastros Formation (Bermejo Basin), La Rioja province. *Ameghiniana* 42: 705 – 723.

- Martins-Neto, R.G.; Gallego, O.F y A.C. Mancuso. 2006. The Triassic insect fauna from Argentina. Coleoptera from the Los Rastros Formation (Bermejo Basin), La Rioja province. *Ameghiniana* 43: 591 - 609.
- Milana, J.P. y O. Alcober. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina*, 49 (3-4): 217-235.
- Mirré, C.J. 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26:113-127.
- Mirré, C.J. 1976. Descripción Geológica de la hoja 19e, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Ministerio de Economía. Secretaria de Estado de Minería, Boletín N° 147, 1-70, Buenos Aires.
- Monetta, A., Baraldo, J., Lanzilotta M., y H. Cisneros. 1993. Los basaltos del borde oriental de la cuenca de Ischigualasto y su posición estratigráfica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 71-77. Mendoza.
- Morel, E. M., Artabe, A.E., Zavattiieri A.M. y J.F.Bonaparte. 2001. Cronología del Sistema Triásico. En: A.E. Artabe, E.M Morel y A.B. Zamuner (eds). *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pacasio Moreno", La Plata, pp 227-253.
- Mozetic, A. 1975. El Triásico de los alrededores al valle del río Bermejo, Provincias de La Rioja y San Juan. Universidad de Buenos Aires. Tesis Inédita N° 1476.
- Murra, J.A.F. y Baldo, E.G.A. 2004. Texturas Coroníticas en Rocas Ultramáficas de la Sierra de La Huerta y Las Imanas: Descripción y Estimación de P-T. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 373-378, Río Cuarto.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nelson, S.T. y Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Odin, G.S., Battail, B., y C. Cingolani. 1982. NDS 187; Triassic; Carnian (?), K-Ar/wholerock, Gondwana Province. In: Odin, G.S. (Ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley and Son, Chinchester, p. 860.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I., Viñao, G.A., 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil e La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-335.
- Otamendi, J., Ducea, M., Tibaldi, A., Bergantz, G., de La Rosa, J. y Vujovich, G. 2009b. Generation of Tonalitic and Dioritic Magmas by Coupled Partial Melting of Gabbroic and Metasedimentary Rocks within the Deep Crust. *Journal of Petrology* 50: 841-873.
- Page, S., Caselli, A.T. y C.O. Limarino. 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2), 202–208.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid- Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (ed.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society London, Special Publication 142: 43-368.

- Pankhurst, R.J. Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and Stype granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Pontoriero, S. y Castro de Machuca, B. 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. 2º South American Symposium of Isotopic Geology, Actas 1: 101-104, Carlos Paz.
- Previley L. 2013 Evolución Tectono-Metamórfica de la Sierra de la Huerta en el marco del Ciclo Orogénico Famatiniano, Provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan. Inedita
- Ramos, V. y S. Kay. 1991. Triassic rifting and associated basalt in the Cuyo Basin, central Argentina. En Harmon, R. y C. Rapela (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91. Boulder, Colorado.
- Ramos, V., Vujovich, G., Kay, S.M. y Mc Donough, M., 1993. La orogénesis del Greenville en las Sierras Pampeanas occidentales: la sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente Proterozoico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 343-357.
- Ramos, V., Vujovich, G. y Dallmeyer, R., 1996. Los klipjes y ventanas tectónicas preándicas de la sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, V: 377-391. Buenos Aires.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M., 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication 142: 181-217.
- Rapela, C. y Pankhurst, R., 2001. The final assembly of southwestern Gondwana: a proto-pacific perspective. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología, Abstracts. Proyecto IGCP 436, Trabajo 031. Montevideo. Edición en CD-ROM.
- Renne, P.R.; Mundil, R.; Balco, G. Min, K. y K.R. Ludwig. 2010. Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard: a leap in accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74:5349-5367.
- Roeske, S.M., Mc Clelland, W.C., Cain IV, J.C., Mulcahy, S.R., Vujovich, G.I. e Iriondo, A., 2005. Paleozoic record of convergence and extension within the arc-forearc transition of the Famatina arc, as recorded in western Sierra de La Huerta, Argentina. En: Pankhurst, R.J. y J.D. Beiga (Eds), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Abstracts: 315. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Rogers, R.R., Swishen, C., Sereno, P., Moneta, A., Forsten, C., y R. Martinez. 1993. The Ischigualasto Assemblage (Late Triassic, Argentina) and ⁴⁰Ar/³⁹Ar calibration of Dinosaur origins. *Science* 260, 794-797.
- Rogers, R.R., Arcucci, A.B., Abdala, F., Sereno, P.C., Forster, C.A. y C.L. May. 2001. Paleoenvironment and taphonomy of the Chañares Formation tetrapod assemblage (Middle Triassic), northwestern Argentina: spectacular preservation in volcanogenic concretions. *Palaios* 16, 461-481.
- Rolleri, E. y C. Criado Roqué. 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. 3º Jornadas Argentinas de Geología, 1: 11-76. Buenos Aires.
- Romer, A. 1962. The fossiliferous Triassic deposits of Ischigualasto, Argentina. *Massachusetts Museum, Zoological Breviora*, 156: 1-7.

- Romer, A. y J. Jensen. 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. Sketch of the geology of the Rio Chañares-Rio Gualo Region. Massachusetts Museum, Zoological Breviora, 255: 1-20.
- Ruprecht, P. y Worner, G. 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165: 142-162.
- Schneider, I., Mogessie, A., Gallien, F., Castro de Machuca, B., Bjerg, E.A., Delpino, S., Previley, L., Pontoriero, S., Meissl, E., Kostadinoff, J., 2006. Coronitic gabbros and associated basement rocks of the Valle Fertil–La Huerta Ranges, San Juan Province, NW Argentina. *Pangeo Austria 2006, Conference Series: 316–317*. Innsbruck University Press.
- Sill, W. 1969. The tetrapod-bearing continental Triassic sediments of South America. *American Journal of Science*, 267: 805-821.
- Shand, S. J., 1927. Eruptive rocks. John Wiley & Sons, New York.
- Spalletti, L. 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta geológica hispánica*, v. 32 (1997), no 1-2, p. 29-50.
- Spalletti, L.; Artabe, A.; Morel E. y M. Brea. 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigráfica del Triásico argentino. *Ameghiniana*, 36:419-451.
- Stipanovic, P. y J. Bonaparte. 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 523-576. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic P.N. y Marsicano C.A. (Editores) 2003. TRIÁSICO. Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen VIII. Asociación Geológica Argentina. Serie «B» (Didáctica y Complementaria) N° 26. p. 1 - 343. Buenos Aires.
- Sun, S. S. y W. F. McDonough. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En A. D. Saunders y M. J. Norry (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publications 42: 313-345, Londres
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757.
- Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática Eopaleozoica del sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de hidrocarburos, Actas 5: 443-462, Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y K.T. Biddle. 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18, 172–190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., y J. Cerdan. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: Balkwill, H.R., Tankard, A.J. (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 46, 599–614.
- Vujovich, G., M. Godeas, G. Marin y N. Pezzutti, 1996. El complejo magmático de la Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. XIII Congreso Geológico Argentino, III: 465-475.
- Vujovich, G. y Kay, S., 1998. A Laurentian? Greenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, western Sierras Pampeanas, Argentina, in *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, editado por R. Pankhurst y C. Rapela. Geological Society, Special Publication 142, 159–180.
- Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiligririan, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N. y Sepúlveda, E., 1998. Hoja geológica 3166-III, Chepes, provincias de San Juan y La Rioja. Subsecretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR, 54 p. Buenos Aires.

- Vujovich, G., Van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age Constraints on the Tectonic Evolution and Provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania Composite Terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1041- 1056.
- Winchester, J.A. y P.A. Floyd. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 77-97.
- Zapata, T.R., y R.W. Allmendinger. 1996. Textural Front Zone of Precordillera, Argentina: A thick-skinned Triangular Zone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80, 359–381.
- Zambrano, J. 1990. Jurásico y Cretácico de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*, 9: 140-153. San Juan.
- Zamuner, A.B.; Zavattieri, A.M.; Artabe, A.E. y E.M. Morel. 2001. Paleobotánica. *In*: A.E. Artabe; E.M. Morel & A.B. Zamuner (eds.) *El Sistema Triásico en la Argentina*, Fundación Museo de La Plata Francisco Pascasio Moreno, p. 143-184.
- Zavattieri, A.M. 2002. Anexo 4. Microfloras. *En*: P.N. Stipanovic y C.A. Marsicano (ed), *Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen VIII. Triásico*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Serie “B” (Didáctica y Complementaria) 26:318-321.
- Zavattieri, A.M y R.N. Melchor. 1999. Estudio palinológico preliminar de la Formación Ischichuca (Triásico), en su localidad tipo (quebrada de la Ischichuca Chica), Provincia de La Rioja, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 6:33-38.
- Zhu, Y. y Ogasawara, Y. 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav Uhp Massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 517-527.

11. ANEXOS

11.1. DESCRIPCION PETROGRÁFICA DE LA FONOLITA MONTE CHUMAO: MUESTRA MCH 19`:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color marrón oscuro (5YR 2/1), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 10% de fenocristales ligeramente orientados de feldespatos alcalinos con tamaños de hasta 2 mm. Esta muestra correspondiente a la parte superior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta fluidal (textura traquítica). Los tamaños de los fenocristales varían de 1,7 a 2,5 mm.

Los fenocristales de sanidina presentan bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos y planos de macla irregulares.

En lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa se visualizan maclas polisintéticas primarias y también bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egiirina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterada a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 10:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color gris oscura (N4), de textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 10% de fenocristales ligeramente orientados de feldespatos

alcalino con tamaños de hasta 2,5 mm. Esta muestra corresponde a la parte superior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales agrupados dando como resultado una textura glomeroporfírica y los tamaños de los fenocristales varían de 1,5 a 3,5 mm.

Los fenocristales de sanidina tienen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, planos de macla irregulares.

Los fenocristales de anortoclasa poseen maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos además fenocristales inhomogéneos de anortoclasa cuya extinción anómala en “parches” indican procesos de desequilibrio

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egrina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 2:

Descripción macroscópica

Roca ígnea de color marrón grisáceo (5YR 4/1) con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 20% de fenocristales los mismos no presentan una orientación preferencial de feldespatos alcalinos con tamaños de hasta 3 mm. Esta muestra corresponde a la parte inferior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal

(textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales que agrupados que dan como resultado una textura glomeroporfírica. Los tamaños varían de 1,1 a 3,3 mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos y planos de macla irregulares.

En lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa, se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos además fenocristales inhomogéneos de anortoclasa cuya extinción anómala en “parches” indica procesos de desequilibrio. Cabe destacar algunos cristales con núcleos de anortoclasa y bordes de sanidina, como así también fenocristales de anortoclasa zonados cuyos sectores transicionales presentan intercrecimiento micropertítico tipo *flame* y los bordes con tendencia al subhedralismo tienen textura cribosa

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egrina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 10-2014:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color marrón oscuro amarillento (10 YR 2/2), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 15% fenocristales los cuales no presentan orientación de feldespato alcalino con tamaños de hasta 3,2 mm. Esta muestra corresponde a la parte inferior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales que

agrupados que dan como resultado una textura glomeroporfírica. Los tamaños varían de 1 a 2,5mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa, con inclusiones de minerales opacos, presentan planos de macla irregulares.

En esta muestra hay un mayor desarrollo de fenocristales de anortoclasa, los que presentan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egrina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 10b:

Descripción macroscópica

Roca ígnea de color marrón grisáceo (5 YR 4/1), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 10% de fenocristales, los cuales no presentan una orientación preferencial de feldespato alcalino con tamaños de hasta 3,1 mm. Esta muestra corresponde a la parte inferior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica), los tamaños de los fenocristales varían de 1 a 2mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, con planos de macla irregulares; en lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egrina?). Éste último se

dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas. En ciertos sectores exhibe textura esferolítica en microlitos de sanidina. La textura esferolítica se forma por rápido enfriamiento y nucleación de material en un magma que ha alcanzado una supersaturación en el componente cristalino.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 10a:

Descripción macroscópica

Roca ígnea de color marrón oscuro amarillento (10 YR 2/2), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 15% de fenocristales ligeramente orientados de feldespato alcalino con tamaños de hasta 3mm. Esta muestra corresponde a la sección inferior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica). Los tamaños varían de 1 a 2,5 mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, presenta planos de macla irregulares; en lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa, se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egrina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 3:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color negro oliva (5Y 2/1), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 10% de fenocristales de feldespato, los cuales no poseen una orientación preferencial de feldespato alcalino con tamaños de hasta 2,5 mm. Esta muestra corresponde a la parte inferior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales que agrupados que dan como resultado textura glomeroporfírica, los tamaños de los fenocristales varían de 1,5 a 3mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, se observan planos de macla irregulares. En lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egirina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 4:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color marrón oscuro rojizo (10 R 3/4), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 10% de fenocristales sin orientación preferencial de feldespato alcalino con tamaños de hasta 3,5 mm. La muestra se encuentra intensamente alterada a minerales del grupo de las zeolitas, lo que le confiere un aspecto “moteado”.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales agrupados dando como resultado textura glomeroporfírica. Los tamaños varían de 1,1 a 3 mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, con planos de macla irregulares. En lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egiirina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

Cabe destacar la presencia de fenocristales de sanidina completamente reemplazados por minerales del grupo de las zeolitas que se asemejan a vacuolas rellenas cuyas formas corresponden al mineral preexistente.

MUESTRA MCH 5:

Descripción macroscópica

Roca ígnea de color marrón oscuro rojizo (10 R 3/4), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta principalmente por un 15% de fenocristales sin disposición preferencial de feldespatos alcalinos con tamaños de hasta 3 mm. Esta muestra corresponde a la parte inferior del cuerpo.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, constituida principalmente por fenocristales de sanidina y anortoclasa subordinada, inmersos en una pasta con textura fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales agrupados que dan como resultado textura glomeroporfírica. Los tamaños varían de 1,5 a 3 mm.

Los fenocristales de sanidina tienen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, los planos de macla irregulares. Respecto a los fenocristales de anortoclasa se visualizan maclas polisintéticas primarias y en enrejado con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egirina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 4-10 (TINCION VERDE MALAQUITA- AZUL DE METILENO):

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color marrón oscuro rojizo (10 R 3/4), de textura porfírica, con fenocristales de feldespato que no presentan orientación preferencial, rodeados por una pasta afanítica.

En un corte delgado correspondiente a esta muestra se utilizó el método de tinción con soluciones de verde de malaquita y azul de metileno con el objeto de determinar la presencia de nefelina ya que es un mineral que reacciona tiñéndose en dichas tonalidades de manera intensa, esta misma propiedad la presenta un mineral del grupo de las zeolitas (sodalita) la misma reacciona tiñéndose con tonalidades azuladas.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, con fenocristales de feldespato alcalino en pasta fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores, fenocristales que agrupados que dan como resultado textura glomeroporfírica, los fenocristales son de sanidina en mayor proporción y anortoclasa con tamaños variables que van desde 1,5 a 2 mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, tiene planos de macla irregulares. Respecto a los fenocristales de anortoclasa, se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egrina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

Cabe destacar la presencia de fenocristales de sanidina completamente reemplazados por minerales del grupo de las zeolitas que se asemejan a vacuolas rellenas cuyas formas corresponden al mineral preexistente. En esta muestra en particular la mayoría de los fenocristales presentan en su núcleo una marcada alteración a minerales del grupo de las zeolitas.

MUESTRA MCH 12:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color marrón grisáceo (5YR 4/1), con textura porfírica y pasta afanítica, compuesta por un 10% de fenocristales sin disposición preferencial de feldespato alcalino con tamaños de hasta 2,5 mm.

Descripción microscópica:

Roca ígnea con textura porfírica, con fenocristales de feldespato alcalino en pasta fluidal (textura traquítica). También se puede observar por sectores,

fenocristales agrupados que dan como resultado textura glomeroporfírica. Como fenocristales se observan sanidina en mayor proporción y anortoclasa con tamaños variables que van desde 2 a 3,1 mm.

Los fenocristales de sanidina poseen bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, con planos de macla irregulares. Respecto a los fenocristales de anortoclasa, se visualizan maclas polisintéticas primarias y en enrejado con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egirina?). Éste último se dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

MUESTRA MCH 8:

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color marrón oscuro (5YR 2/1), de textura porfírica con un 10% de fenocristales de feldespato alcalino con tamaños de hasta 3mm, que se encuentran inmersos en una pasta afanítica y ligeramente orientados (muestra correspondiente al techo del cuerpo).

Descripción microscópica:

Roca holocristalina de textura porfírica, con fenocristales de feldespato alcalino en pasta fluidal (textura traquítica). Como fenocristales posee sanidina en mayor proporción y anortoclasa, con tamaños variables que van desde 0,5 a 1,2 mm.

Los fenocristales de sanidina presentan bordes con textura cribosa con inclusiones de minerales opacos, los planos de macla son irregulares. En lo que respecta a los fenocristales de anortoclasa se visualizan maclas polisintéticas primarias con bordes cribosos.

La matriz, está conformada por tablillas suborientadas de sanidina, y en menor proporción de un mineral máfico anhedral (probable egirina?). Éste último se

dispone en su mayoría en los bordes de los minerales opacos. También se observan en forma intersticial, individuos de nefelina anhedral completamente alterados a minerales del grupo de las zeolitas.

Como minerales accesorios se observan individuos de apatito y minerales opacos.

